

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Vít SKÁLA

**DYNAMIKA HLADINY PODZEMNÍ VODY HORSKÉHO
VRCHOVIŠTĚ – PŘÍPADOVÁ STUDIE POVODÍ ROKYTKY**

**WATER TABLE DYNAMICS IN A PEAT BOG - A CASE
STUDY OF THE ROKYTKA BASIN**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Lukáš Vlček

2014

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Název práce

Dynamika hladiny podzemní vody horského vrchoviště – případová studie povodí Rokytky

Cíle práce

Práce je zaměřena na pohyby hladin podzemní vody ve vrchovišti. Cílem práce je především zpracování literární rešerše a sumarizace výsledků již provedených výzkumů, především zahraničních. Dále se práce zabývá porovnáním výsledků jiných autorů s výsledky měření hladiny podzemní vody naměřených na Rokytské slati během roku 2013 a konfrontací dat o pohybech hladiny podzemní vody s vybranými meteorologickými veličinami (především s daty o srážkách a teplotě). Práce obsahuje také fyzicko-geografickou charakteristiku studovaného povodí.

Zadáno: 2. 12. 2013

Vedoucí práce: Mgr. Lukáš Vlček

Student: Vít Skála

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto práci na téma Dynamika hladiny podzemní vody horského vrchoviště - případová studie povodí Rokytky vypracoval samostatně na základě použité literatury.

V Praze dne: 20. 8. 2014

.....

Vít Skála

Poděkování:

Rád bych zde poděkoval Mgr. Lukáši Vlčkovi za cenné rady a veškerou pomoc při řešení této práce. Také bych rád srdečně poděkoval své rodině za veškerou podporu, které se mi nejen po dobu studia dostalo.

Abstrakt:

Práce se zabývá dynamikou hladiny podzemní vody v horském vrchovišti. První část práce obsahuje rešerši existující literatury, srovnání názorů různých autorů na rašelinu a rašeliniště a jejich hydrologickou dynamiku. Druhá část práce zpracovává část dat z měření dynamiky podzemní vody a dává je do vztahu ke klimatickým charakteristikám. Největší dopad na pohyb podzemní vody mají srážky a evapotranspirace. Výsledky jsou srovnány s dostupnou literaturou a jsou formulovány směry k případné další práci.

Klíčová slova: hladina podzemní vody, rašeliniště, srážky, evapotranspirace

Abstract:

This bachelor thesis concerns water table dynamics in a peat bog. In the first part of the thesis the available literature is reviewed and authors' opinions on peat, peat bogs, and their hydrological dynamics compared. The second part of the thesis aims at analysing water table measurement data relating them with climatic data. The water table dynamics is significantly impacted esp. with precipitation and evapotranspiration. The results are discussed in view of existing literature sources and possible ways to further work are outlined.

Keywords: water table, peat bog, precipitation, evapotranspiration

OBSAH

1. ÚVOD	7
2. HISTORIE VÝZKUMU RAŠELINIŠŤ	7
3. DEFINICE A POPIS RAŠELINY	8
3.1 Anmoor	9
3.2 Slatinné zeminy	9
3.3 Slatiny	10
3.4 Rašeliny	10
3.4.1. Rozdělení rašelin	11
3.5 Přechodový typ	13
4. DEFINICE A POPIS RAŠELINIŠŤ	13
4.1. Slatiniště	14
4.2. Vrchoviště	15
4.3. Přechodová rašeliniště	15
5. TYPY RAŠELINNÝCH BIOTOPŮ	15
5.1 Slatinná a přechodová rašeliniště	15
5.1.1 Vápnitá slatiniště	16
5.1.2 Nevápnitá mechová slatiniště	16
5.1.3 Přechodová rašeliniště	16
5.1.4 Zrašelinělé půdy s hrotnosemenkou bílou	17
5.2 Vrchoviště	17
5.2.1 Otevřená vrchoviště	17
5.2.2 Vrchoviště s klečí	18
5.2.3 Vrchovištní šlenky	18
5.2.4 Degradovaná vrchoviště	19
6. HYDROLOGICKÝ REŽIM RAŠELINIŠŤ	19
7. FYZICKOGEOGRAFICKÝ PŘEHLED ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	22
7.1 Vymezení území	23
7.2 Geologický a geomorfologický přehled	24
7.3 Klimatické charakteristiky	25
7.4 Půdní poměry	26
7.5 Vegetace	26
8. METODIKA	28
8.1 Datové zdroje	28
8.2 Použité metody	28
9. VÝSLEDKY	30
9.1 Vývoj hladiny podzemní vody a průtoku	30
9.2 Vztah klimatických proměnných a vývoje hladiny podzemní vody	31
9.3 Vztah průtoku a hladiny podzemní vody	36
10. DISKUZE	38
11. ZÁVĚR	39
12. LITERATURA	40

SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A GRAFŮ

Obrázek 1: Zájmové území: část povodí Rokytky

Obrázek 2: Satelitní snímek studovaného povodí

Tabulka 1: Rozdělení rašelin podle Webera

Tabulka 2: Klasifikační systém organozemí podle Hraška a kol.

Graf 1: Vývoj denních hodnot hladiny podzemní vody a průtok

Graf 2: Denní vzestup hladiny - trávník

Graf 3: Denní vzestup hladiny - smrčina

Graf 4: Denní vzestup hladiny - kleč

Graf 5: Denní sestup hladiny - trávník

Graf 6: Denní sestup hladiny - smrčina

Graf 7: Denní sestup hladiny - kleč

Graf 8: Podíl variance vysvětlené lineárním modelem: pokles hladiny podzemní vody na 3 měřených místech

Graf 9: Závislost průtoku na hladině podzemní vody v trávníku

Graf 10: Závislost průtoku na hladině podzemní vody ve smrčině

Graf 11: Závislost průtoku na hladině podzemní vody v kleči

1 ÚVOD

Pohyby podzemní vody jsou v rašeliništi důležitým faktorem ovlivňujícím povrchový odtok, retenční potenciál rašeliny a hydrologický režim odvodňujícího toku. Pochopení příčin a zákonitostí pohybu hladiny podzemní vody je proto důležitou součástí analýzy srážkovo – odtokového procesu.

Povodí Rokytky je výborným příkladem povodí s vysokým podílem rašelinišť. Rokytská slat' je součástí mimořádně rozsáhlého komplexu rašelinišť, Modravských slatí, a poskytuje dobré podmínky pro studium (nejen) pohybů podzemní vody.

Tato práce se zabývá nejprve rašelinou a rašeliništi obecně, hydrologickým režimem rašelinišť živenými srážkovou vodou a ve své analytické části obsahuje data o pohybech podzemní vody v průběhu vegetační sezony 2013 a konfrontaci těchto dat s klimatickými daty s cílem osvětlit mechanismy, které řídí pohyby podzemní vody v tomto rašeliništi. V práci jsou také uvedeny fyzickogeografické charakteristiky zájmového území.

2 HISTORIE VÝZKUMU RAŠELINIŠŤ

Jako první se o rašeliniště začali zajímat botanici, které rašeliniště lákala svou svéráznou vegetací. Ti také byli jejich hlavními ochránci a na podporu ochrannářských zájmů šířili názory a argumenty nejen botanické, ale i vodohospodářské a klimatické (Ferda, J. Pasák, V. 1969).

První výzkumy a mapování rašelinišť byly prováděny již za Rakousko-Uherska. První, kdo topograficky zmapoval česká rašeliniště, byl prof. F. Sitenský v závěru devatenáctého století. Zabýval se botanickým popisem rašelinišť, ale také uvádí u jednotlivých lokalit přibližnou plochu i mocnost rašeliny. V této době se dále výzkumem rašelinišť zabýval například H. Schreiber (Ferda, J. Pasák, V. 1969).

Prvním, kdo se zabýval rašeliništi z hydrologického hlediska, byl A. Humboldt (1769 - 1853), který byl zastáncem tzv. „houbové“ teorie. Ta říká, že rašeliniště fungují jako vodní rezervoáry, které jsou schopny nasávat a zadržet velké množství vody, kterou postupně vypouštějí do vodních toků, čímž dochází k vyrovnávání průtoků. Tento názor vznikl na základě zjištění, že rašelina je schopna pojmout velké množství vody (až v poměru 1 : 30 vzhledem k sušině), že hladina podzemní vody sahá na rašeliništích až téměř k povrchu a že z téměř každého rašeliniště vytéká nějaký vodní tok. Stejný názor jako Humboldt sdílel i další významný vědec F. Hochstetter (Ferda, J. Pasák, V. 1969). V Rakousko-Uhersku tento názor šířil například lesní rada Reuss nebo již zmíněný F. Sitenský, který se stavěl zásadně proti odvodňování a těžbě na rašeliništích (Spirhanzl, J. 1951).

Ovšem již v sedmdesátých letech devatenáctého století se proti tomuto názoru vymezili E. Purkyně, A. Breitenloher a J. A. Helfert, který na základě pozorování lesního rady Funkeho uvádí, že po odvodnění rašeliniště nedochází ke snížení průtoků. Stejně zkušenosti byly zaznamenány i v Německu a Rusku (Ferda, J. Pasák, V. 1969). E. V. Oppokov, který prováděl výzkum vodních toků a bažin v západním Rusku uvádí, že rašeliniště k vyšším průtokům ani jejich vyrovnanosti nepřispívají a že v letních obdobích naopak snižují průtoky výparem. Počátkem dvacátého století ke stejným výsledkům dospěli i například H. Schreiber nebo J. Ditrich, kteří doporučují odvodnění rašelinišť v zájmu zlepšení hydrologických poměrů v krajině. J. Říha v r. 1938 uvádí, že neodvodněná a vodou nasycená rašeliniště nemohou přijímat srážkovou vodu a naopak v době sucha téměř žádnou nevydávají. Tento názor je potvrzen po druhé světové válce, kdy dochází k rozsáhlým odvodněním rašelinišť, jejich hydrologická funkce se dostává do popředí zájmu a evropské státy, které mají významné plochy rašelinišť, začaly s jejich systematickým výzkumem. V Československu se stala otázka hydrologické funkce rašelinišť aktuální i díky katastrofálnímu suchu v roce 1947. B. Mařan a O. Lhota na základě výzkumů na Šumavě, v Krkonoších a Krušných horách uvádějí, že rašeliniště působí hydrologicky spíše negativně (Ferda, J. Pasák, V. 1969).

3 DEFINICE A POPIS RAŠELINY

Organizace pro výživu a zemědělství (FAO) definuje histosoly (půdy odpovídající v její půdní klasifikaci organozemím) jako půdy, které mají histický nebo folický horizont, který je nejméně 10 cm mocný (v případě, že je vrchním horizontem) nebo je mocný nejméně 40 cm (v případě, že začíná do 30 cm pod povrchem). Histosoly obsahují nejméně 20 hmotnostních % organického materiálu, což obvykle odpovídá přibližně 30 – 35 objemovým % (http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/-y1899e04.htm#P1_41). Rozklad rostlinných zbytků a mineralizace probíhá velice pomalu, především kvůli nízkým teplotám a nasycením vodou, případně kvůli mimořádně nízkému pH. Histosoly se vyskytují především ve špatně odvodněných oblastech a oblastech, kde srážky výrazně převažují nad výparem. Nachází se v téměř všech nadmořských výškách, nicméně těžiště jejich výskytu je v nížinách, především v mírném pásu (<http://www.fao.org/3/a-a0510e.pdf>).

J. Spirhanzl definuje rašelinu jako hmotu, která se vytvořila rašeliněním – rozkladem bez přístupu vzduchu, zbytky odumřelých rostlin se hromadí. Při rozkladu se uplatňují především fyzikální a chemické vlivy, působení edafonu je velice omezené. Rašelina obsahuje nejméně 50 % spalitelných látek a vyznačuje se vysokým obsahem uhlíku, pórovitost přesahuje 50 %. Rašelinné půdy se vyskytují v podmínkách příznivých k hromadění vláhy v půdě (Spirhanzl, J. 1951).

M. Tomášek uvádí, že rašelinné půdy vznikají hromaděním špatně rozložených rostlinných zbytků ve zvodnělém prostředí. Půdní profil je tvořen jednotlivými rašelinnými polohami, směrem do hloubky je stále větší stupeň zrašelinění. Kromě nasycení vodou se rašelinné půdy vyznačují i nízkým obsahem minerálních látek a nízkým pH (Tomášek, M. 1995).

Z. Dohnal pracuje s termínem humolit, který zahrnuje všechny zeminy s vysokým obsahem humusu. U nás jej zavedl E. Hadač. Z. Dohnal uvádí, že je to pro naše poměry označení vhodné. Termín humolit byl přijat i proto, že v češtině nebyl výraz zahrnující všechny druhy humolitů (Dohnal Z. 1965).

Níže jsou popsány jednotlivé typy humolitů podle klasifikace E. Hadače, která je založena na vývojovém principu a humolity dělí na anmoor, slatinné zeminy, slatiny a rašeliny (Dohnal Z. 1965).

3.1. Anmoor

Jedná se o pedologický termín, pro který není v češtině vhodný ekvivalent. Anmoor je typ slatinné zeminy s nižším obsahem humusu, pedologicky jde v podstatě o přechodový typ mezi glejí a organozemí. Forma humusu je poněkud jiná než u slatinných zemin. V závislosti na hydrologických (v případě, že hladina podzemní vody sahá až k povrchu jen občas) a klimatických vlivech může tento typ zaujímat i velké plochy, aniž by došlo k další tvorbě slatiny nebo rašeliny. V závislosti na edafických podmínkách může být tvořen slatinnými i rašelinnými společenstvy. Při změně hydrologických poměrů dochází k invazi dřevin.

3.2 Slatinné zeminy

Jejich podstata je dána slatinotvornými prvky, především ostřicemi a travami, ačkoliv jejich nadpoloviční většinu tvoří anorganické součásti. Vznikají z mezotrofních a eutrofních společenstev. Dělí se na prosté a karbonátové, přičemž do prostých slatinných zemin byl anorganický materiál obvykle připlaven, zatímco u karbonátových má autochtonní organogenní původ. Karbonátové slatinné zeminy tedy mohou vznikat pouze v oblastech výskytu karbonátových hornin.

3.3 Slatiny

Vznikají ve dvou prostředích: na vývěrech podzemních vod nebo zarůstáním vodních nádrží. Slatiny se dělí na prosté a mineralizované, mineralizované se dále dělí na karbonátové a sirnoželezité. Mineralizace a její druh je ovlivněn kvalitou vody, v jejímž prostředí slatina vznikala, a kvalita vody je zase závislá na geologii území.

V našich podmínkách se ponejvíce prosazuje vznik slatin na vývěrech podzemních vod a to v první řadě v Třeboňské pánvi na vývěrech artéské vody. Vzhledem k nízké mineralizaci artéské vody zde převládala mezotrofní společenstva, z nichž vznikly prosté slatiny. Dnes častá eutrofní společenstva vznikla na základě antropogenních vlivů, především kvůli hnojení rybníků. Druhou oblastí velkého výskytu prostých slatin je česká křídová tabule. Mineralizované slatiny jsou striktně vázány na vývěry vod obohacených karbonáty nebo sulfátovými ionty. Karbonátové slatiny se vyskytují hlavně v Polabí na slínovcích a v Českém krasu. Sirnoželezité nalezneme především v Chebské pánvi.

3.4 Rašeliny

Rašelina vzniká ze společenstev oligotrofních, což vedlo k domněnce, že lokality jejího vzniku jsou odkázány téměř výhradně na srážkovou vodu. Podrobnější zkoumání jednotlivých lokalit ovšem ukázalo, že i výskyt rašelin je obvykle vázán na vývěry podzemních vod a tedy že i kvalita rašeliny je závislá na kvalitě vyvěrající vody. Rašelina vzniká ze zbytků rostlinných společenstev, ve kterých dominují rašeliníky, a pouze při nasycení oligotrofní vodou, čímž se zásadně odlišuje od slatin. Vzhledem k tomu, že většina našich hor je tvořena kyselými krystalickými horninami, které podzemní vodě nemohou poskytnout dostatek bází, jsou zde podmínky pro vznik rašelin příznivé.

Dále jsou zde uvedeny názory jiných autorů, kteří se zabývají pouze rašelinou. Například J. Spirhanzl uvádí, že podle československé státní normy (ČSN 22225-1947) je rašelina přírodní organická hmota, která v sušině obsahuje 50 hmotnostních % organických látek. Rašelina se tvoří v oblastech s vysokou půdní i vzdušnou vlhkostí (Spirhanzl, J. 1956).

Organizace FAO uvádí definici histosolu, který je v její klasifikaci ekvivalentem k organozemi a jehož definice je uvedena na začátku kapitoly 3. Uvádí také ovšem, že rašelina může být pro různé účely definována i jako půda, která má v horních 80 cm minimálně 50 % organické hmoty, nebo velice široce jako hmota tvořená částečně rozloženou biomasou. Rozklad probíhá velice pomalu v anaerobních podmínkách, pouze v období nižší hladiny podzemní vody

probíhá v horních vrstvách rychlejší rozklad za významné účasti mikroorganismů (<http://www.fao.org/docrep/x5872e-/x5872e00.htm#Contents>).

M. Tomášek uvádí, že organozemě se vyznačují rašelinným horizontem T (Tomášek, M. 1995).

Různí zahraniční autoři rozeznávají v rašelině dva hydrologicky důležité horizonty: acrotelm a catotelm. Acrotelm je vrchním horizontem a je tvořený kořeny a rostlinným materiálem v nízkém stupni rozkladu. Vyznačuje se vysokou hydraulickou vodivostí a vysokou pórovitostí a po většinu času se v něm pohybuje hladina podzemní vody. Spodním horizontem je catotelm, který je tvořen více zrašelinělou a zhuštěnou hmotou a po většinu je bez přístupu vzduchu. Hydraulická konduktivita je ve srovnání s acrotelmem velice nízká (Evans, M.G. a kol. 1995; Holden, J. a kol. 2011). Existence takovýchto rozdílů mezi jednotlivými horizonty rašeliny hraje důležitou roli při pohybu vody v rašelině, o těchto skutečnostech však bude více pojednáno v následujících kapitolách.

3.4.1 Rozdělení rašelin

Zde je uvedeno několik různých rozdělení rašelin různých autorů, kteří se na rozdíl od Z. Dohnala zabývají pouze rašelinou.

J. Spirhanzl uvádí klasifikaci podle Webera. Ten člení rašeliny podle trofismu na oligotrofní, mezotrofní a eutrofní, přičemž každý tento typ je dále rozdělen na botanickém základě.

Tab 1: Rozdělení rašelin podle Webera

<u>eutrofní</u>	rákosová	vyskytuje se v severním Německu
	ostřicová	bohaté vápnem a dusíkem
	mařicová	bohaté vápnem a dusíkem
	rokytová	
	dřevitá	se zbytky olší a vrb
	poříční	v údolích toků, se zbytky stromů
<u>mezotrofní</u>	ploníková	tuhá, tmavohnědá
	borovinová	zbytky borovic, bříz atp.
	vřesovištní	
<u>oligotrofní</u>	suchopýrová	se zřetelnými zbytky suchopýru, obvyklá ve vrchovištích
	blatnicová	
	rašeliníková	se zbytky rašeliníku

Zdroj: Spirhanzl, J. 1924

Eutrofní typ je základem slatin, mezotrofní tvoří slatiny i různé přechodové typy a oligotrofní převládá ve vrchovištích (Spirhanzl, J. 1924).

Novější klasifikaci uvádí J. Hraško v publikaci Morfogenetický klasifikační systém půd ČSSR. Zde jsou organozemě zařazeny do klasifikačního systému a jsou definovány pomocí diagnostických horizontů.

Tab 2: Klasifikační systém organozemí podle Hraška a kol.

<u>Skupina půd</u>	<u>Půdní typ</u>	<u>Subtyp</u>	<u>Varieta</u>	<u>Forma</u>
hydromorf ní	organozem	typická	nasycená	fibrická
		litická	kyselá	mesická
		glejová	karbonátová	saprická

Zdroj: Hraško, J. a kol 1987

Organozem typická má rašelinný T-horizont (horizont, v němž převládají zrašelinělé zbytky rostlin) nejméně 50 cm mocný a nemá další diagnostické horizonty ani jejich náznaky. Organozem glejová má T-horizont mocný 30 – 50 cm a pod ním se nachází glejový Gr-horizont. Organozem litická má T-horizont mocný 10 – 50 cm a jeho přímým podložím je kompaktní hornina (R-horizont). Jednotlivé formy určují stupeň rozkladu organické hmoty (Hraško, J. a kol 1987).

Klasifikaci histosolů uvádí i Organizace pro výživu a zemědělství (FAO). Ta klade důraz na stupeň rozkladu organického materiálu (<http://www.fao.org/docrep/x5872e/-x5872e07.htm#5>. CLASSIFICATION). Histosoly se dělí na:

Fibrický, který se skládá ze špatně rozložených organických zbytků. Jednotlivé druhy rostlin lze snadno rozeznat. Tento typ má nejnižší objemovou hmotnost.

Hemický, kde jsou organické zbytky středně rozložené. U dvou třetin organické hmoty nelze určit rostlinný druh, ze kterého pochází. Hladina podzemní vody je velice blízko povrchu. Pohybuje se, ale maximálně do několika centimetrů od povrchu. Histosoly obsahující sulfidické minerály jsou do tohoto typu zařazeny bez ohledu na stupeň rozkladu organického materiálu.

Saprický, kde jsou organické zbytky téměř zcela rozložené a jejich přímé druhové určení není možné. Má černou barvu a největší objemovou hmotnost. Hladina podzemní vody kolísá, takže je u tohoto typu větší stupeň aerobního rozkladu. Půda je minimálně půl roku nasycena vodou.

Folický, který po většinu roku není nasycen vodou a skládá se především z horizontu opadanky.

3.5 Přechodový typ

Tento typ E. Hadač neuvádí kvůli tomu, že se názory na něj velmi různí. Jedná se o pomocný typ ve vývoji ložisek, kdy rašeliniště nebo slatiniště dospělo do stadia, kdy probíhají změny ve vodní bilanci ložiska, které mohou vést i k jeho zániku. Většina společenstev přechodového typu je podmíněna kolísáním hladiny podzemní vody. Do tohoto typu jsou zařazena i (dočasně) neaktivní ložiska.

4 DEFINICE A POPIS RAŠELINIŠTĚ

Rašeliniště je podle J. Spirhanzla definováno jako místo, kde se tvořila či ještě tvoří rašelina, a kde se ukládá (či ukládala) v různě mocné vrstvě. Jedná se o místa, kde se zbytky

odumřelých rostlin nahromadily do takové tloušťky, že staly se substrátem a daly vzniknout organozemi. Za z praktického hlediska významná považuje Spirhanzl taková rašeliniště, která mají vrstvu rašeliny mocnou nejméně 30 cm a mají rozlohu nejméně 0,5 ha (Spirhanzl, J. 1956; Spirhanzl, J. 1951).

Rašeliniště mohou vznikat na minerální půdě díky vývěrům podzemních vod nebo zarůstáním vodních ploch, typicky ledovcových jezer. V prvním případě je vznik rašeliniště podmíněn především nadbytkem vody a nedostatkem vzduchu a živin v půdě. V první fázi zde dochází k vyloužení původní minerální půdy a ochuzení rostlinného společenstva. Zůstanou pouze nenáročné a vlhkomilné druhy (například ostřice) a jejich zbytky se začínají v prostředí nasyceném vodou hromadit. Záleží pak na kvalitě vody, jaké mokřadní společenstvo vznikne. Pakliže rašeliniště zarůstá (bývalou) vodní plochu, leží na starších limnických sedimentech. I zde se další vývoj společenstva odvíjí od kvality vody v nádrži (Spirhanzl, J. 1951). V obou případech se rašelina zpočátku hromadí v původní depresi (rovině), vzhledem k její schopnosti držet velké množství vody však někdy přirůstá i nad původní hladinu podzemní vody a může vytvořit i mírnou vyvýšeninu, obvykle čočkovitého tvaru (<http://www.fao.org/docrep/x5872e/-x5872e05.htm#3>. FORMATION OF PEATS).

Stáří rašelinišť je různé. Středoevropská rašeliniště se začala utvářet po ústupu zalednění, v oblastech, které nebyly zaledněny, však mohou být rašeliniště výrazně starší. Slatiniště se podle J. Spirhanzla začala tvořit v boreálu zarůstáním vodních nádrží, ve kterých se v preboreálu ukládaly pouze kaly. Počátek tvorby horských vrchovišť klade až do atlantiku, neboť předcházející boreál byl pro jejich vznik příliš suchý. V subboreálu byla vrchoviště přechodně osidlována suchopýrem a vřesem (Spirhanzl, J. 1951).

Dělení rašelinišť existují různá, zde je uvedena klasifikace použitá J. Spirhanzlem. Následující podkapitoly jsou zpracovány na základě jeho publikací Rašelina: její vznik, těžba a využití a Rašelina a její využití v zemědělství (Spirhanzl, J. 1951; Spirhanzl, J. 1958).

4.1 Slatiniště

Tento typ vzniká ve sníženinách za působení vody minerálně relativně bohaté. Slatiniště se vyskytují v údolích, zarůstají pánve a vodní nádrže. Mělkou vodní nádrž zarůstají nejprve rákosiny a později ostřice. Může vzniknout dosti mocná vrstva rokytové rašeliny. Obecně je tento typ relativně bohatý na rostlinné živiny, nicméně vrchní vrstvy rašeliny bývají minerálně výrazně chudší než spodní ostřicová vrstva. Mohou zde růst dřeviny, jako je olše, vrba, líska, bříza atp. V případě poklesu hladiny podzemní vody dochází k zarůstání lesem. Olše však někdy proniká přímo do stojaté vody rákosin a není tak umožněn rozvoj slatinných společenstev.

4.2 Vrchoviště

Vznikají za působení vody chudé na rostlinné živiny, což společně s nemožností získat báze z podložní horniny vede k tomu, že mají nízké pH. Mikrobiální činnost je proto mimořádně slabá. V těchto podmínkách mohou existovat převážně pouze nenáročné rašeliničky, které se vyznačují mimořádnou schopností nasáknout a zadržet vodu. Z dřevin je zastoupena především kleč. Na tvorbu vrchovišť mají velký vliv srážky, vrchoviště se postupným přirůstáním rašeliny dostávají mimo dosah spodní vody a jsou sycena srážkovou vodou. Proto se vyvíjí až od počátku atlantiku a proto se také nachází ve vyšších polohách, kde je srážek dostatek. Vrchoviště bývají vyklenutá nad okolní terén kvůli velké mocnosti rašeliny, neboť vrchoviště na rozdíl od slatiniště bochníkovitě přirůstá, především v oblastech s velmi vysokými srážkami. Rozeznává se obvodová zóna (lagg), svah a náhorní plošina. V obvodové zóně se vyskytují mimo rašelínku i jiné druhy, například bezkolenec. Svah je nejsušší, proto nejčastěji hostí kleč s možným podrostem borůvek či vřesu. Náhorní plošina je vlhká a mohou se zde vyskytovat malá organogenní jezera. Rašelina zde má menší soudružnost a snadno podléhá erozi.

Roční přírůstek rašelínku se pohybuje od několika milimetrů až po první desítky centimetrů (ve vodní kultuře). Vrchoviště přirůstá nejvíce ve svém středu. Mocnost vrchovišť se může pohybovat až do 10 m, v našich horách však průměrně 1 – 3 m.

4.3 Přejídná rašeliniště

Jedná se o kategorii vzniklou kvůli tomu, že některá rašeliniště nelze jednoznačně zařadit k předchozím dvěma typům. Takováto rašeliniště mají obvykle nesouvislý rašelínkový koberec, který se střídá s mechy a ostřicemi. Přítomny mohou být brusinky, borůvky, sítiny atp. Jejich ráz se může blížit slatiništi i vrchovišti.

5 TYPY RAŠELINIŠTNÍCH BIOTOPŮ

Tato kapitola byla zpracována na základě publikace M. Chytrého Katalog biotopů České republiky (Chytrý, M. a kol. 2010).

5.1 Slatinná a přejídná rašeliniště

Vznikají na rovinách i mírných svazích. Vyskytují se na celém území Česka ve všech nadmořských výškách, nejvíce však v humidních oblastech na krystalických horninách. Mohou

vzniknout na pramenech, na okrajích vodních nádrží, přechodová rašeliniště i na obvodové zóně vrchoviště (laggu) nebo částečně odtěžených neodvodněných vrchovištích. Nasycení bázemi závisí na kvalitě vody a horninovém podloží, s postupující sukcesí může minerálů ubývat.

Jejich vegetaci tvoří ostřico-mechové porosty, které mají vysokou pokryvnost. Mechové patro bývá velice dobře vyvinuto, bylinné patro je středně vysoké (20 – 70 cm). Keře jsou vzácné. Z cévnatých rostlin jsou nejvíce zastoupeny ostřice a suchopýry. Mechové patro může být tvořeno mechy i rašeliníky. Prokořenění zasahuje maximálně do hloubky 30 cm. Mohou být tvořeny přirozenou vegetací, v současnosti jde ovšem o kosené louky.

5.1.1 Vápnitá slatiniště

Jsou to plochá údolní i svahová prameniště rašeliniště, která jsou dobře zásobená bázemi, hlavně vápníkem. Obsah vápníku neumožňuje výskyt rašeliníku. Rašelinný horizont může obsahovat větší množství minerální příměsi. Obvykle se jedná o zazemněné vodní nádrže. Možný je výskyt vrstev jezerní křídý, nedochází však ke srážení uhličitanu vápenatého.

Dominuje ostřico-mechová vegetace, převládají šachorovité rostliny. Mechové patro je tvořeno mechy čeledi Amblystegiaceae, v závislosti na pohybech hladiny podzemní vody ale může být značně ochuzené. Některá takováto slatiniště hostí vzácné druhy.

5.1.2 Nevápnitá mechová slatiniště

Jedná se o údolní i prameniště eutofní a mezotrofní rašeliniště. Rašelina je jen vzácně mocnější než 2 m. Tenká rašelinná vrstva může obsahovat jíl a písek. Reakce prostředí je slabě kyselá či neutrální. Voda není tak minerálně chudá a kyselá, aby vznikla dominance jednoho druhu.

Vegetace je jako v předchozím případě ostřico-mechová. Bylinné patro je nízké až středně vysoké a vyznačuje se velkou druhovou diverzitou, převládají v něm ostřice. V mechovém patře se vyskytují rašeliníky, nejsou však dominantní. Mechové patro bývá bohatě vyvinuto.

5.1.3 Přechodová rašeliniště

Tento typ zahrnuje údolní a svahová prameniště rašeliniště, okraje vodních nádrží, částečně odtěžená rašeliniště a laggy vrchovišť. Přísun živin je lepší než u předchozích typů, ty

však obvykle spotřebují rašeliníky. Rašelinná vrstva nabývá různé mocnosti. Reakce prostředí je kyselá, neboť ke kyselosti výrazně přispívají rašeliníky.

Vegetace je rašeliníkoostřicová, je nízká až středně vysoká, druhová diverzita je obvykle malá. Dominují rozličné druhy rašeliníků. Bylinné patro má malou pokryvnost, dominují v něm ostřice. Přítomny jsou i sítiny, přesličky, trávy atd.

5.1.4 Zrašelinělé půdy s hrotnosemenkou bílou

Porosty s dominancí hrotnosemenky bílé se vytváří v trvale zamokřených sníženinách, obvykle na okrajích vodních nádrží. Reakce prostředí je kyselá. Hrotnosemenky jsou ve srovnání s rašeliníky konkurenčně slabší, proto tento biotop vzniká především na narušených místech, kde je kompetice rašeliníku omezena.

Nízkostébelná vegetace má nízký zápoj, v mechovém patře dominují rašeliníky. V bylinném patře se kromě hrotnosemenky vyskytují jiné šáchorovité rostliny a plavuňky.

5.2. Vrchoviště

Vyznačují se nad okolní terén vyklenutým tvarem. Povrch může být členěn na vyvýšené buly a zvodnělé sníženiny (šlenky, flarky). Vyskytují se nejvíce v horských oblastech s vysokými srážkovými úhrny. Obvykle jsou syceny pouze srážkovou vodou, neboť jejich živá vrstva se postupným přirůstáním rašeliny dostala mimo dosah povrchové i podzemní vody, jsou sem ale zařazena i vysokohorská rašeliníště pramenného původu, jejichž vegetace je téměř totožná. V centrální části rašeliníště mocnost rašeliny obvykle přesahuje 2 m. Prostedí je kyselé a s minimem živin. V současnosti dochází k vyššímu zásobování dusíkem (ze srážkové vody), což může vést k výskytu pro vrchoviště nepřírodných druhů.

Dominantní složkou vegetace jsou rašeliníky, na jejichž porost jsou vázány nízké keřičky a několik druhů šáchorovitých rostlin. Trávy a širokolisté byliny jsou velmi vzácné. Vyskytovat se může borovice kleč. Častý je výskyt lišejníků.

5.2.1 Otevřená vrchoviště

Obvykle se jedná o horská vrchoviště s mocnou vrstvou rašeliny, zásobovaná především srážkovou vodou. Zásobování podzemní vodou se může projevat ve vysokých horách. Nutná

podmínka vzniku je nadbytek vody, k udržení bezlesí přispívá i chladné klima, které limituje růst dřevin. Prostředí je kyselé, obsah minerálů a živin je velice nízký. Na rozsáhlejších otevřených vrchovištích se téměř vždy vyskytují šlenky a jezírka. V laggu se mísí srážková a podzemní voda, lagg je však často řazen k biotopu přechodových rašelinišť, trvale vysoká hladina podzemní vody blokuje růst stromů.

Druhová diverzita vegetace je nízká. Mechovému patru dominují rašeliničky. Bylinné patro je chudé. Mohou být přítomny nízké keříky. Pokryvnost kleče nepřesahuje 30 % a nedorůstá větší výšky než 0,5 m. Vzácně se mohou objevit keřové formy smrku.

5.2.2 Vrchoviště s klečí

Tento biotop se vyvíjí na vysokohorských rašeliništích s mocnou vrstvou rašeliny, syčených především srážkovou vodou, syčení podzemní vodou není příliš významné. Hladina podzemní vody leží obvykle níže než u otevřených vrchovišť. Vrchoviště s klečí sukcesně navazuje na otevřená vrchoviště nebo tvoří přechodovou zónu k okolním lesním porostům. Kleč se v centrálních částech otevřených vrchovišť uchycuje nejprve na suchých kopečkách s rašelínkem hnědým. I mírné odvodnění může vést k rozvoji klečového porostu. Při důslednějším odvodnění je kleč vytlačena lesem.

Kleč v tomto biotopu dosahuje pokryvnosti až 90 % a výšky až 2 m. Kromě samotné borovice kleče se vyskytují i její hybridy s borovicí blatkou. V podrostu se uplatňují keříčky a dřevnatějící byliny. V mechovém patře převládají rašeliničky, které byývají v sušších oblastech doplněny suššími mechorosty a lišejníky. Mohou se zde tvořit malá jezírka.

5.2.3 Vrchovištní šlenky

Jedná se o vodou vyplněné sníženiny a jezírka s mechorosty na okraji vodní plochy. Na vrchovišti se střídají se suššími vyvýšeninami, takové soustavy mohou být plošně značně rozsáhlé. Šlenky mají různý tvar: pakliže jsou oválné či kruhové, nazývají se kolky, ty výrazně protáhlé po vrstevnici se nazývají flarky. Vznikají mrazovým trháním povrchu, na jejich okrajích jsou rašelinné koberce. Šlenky vysychají jen v extrémně suchých letech koncem léta. Jejich dna jsou na málo mocných vrchovištích tvořena minerálním podložím, na hodně mocných vrchovištích je dno tvořeno vyvločkovými huminovými kyselinami.

V závislosti na vodním režimu převládají různé mechorosty. Bylinné patro je druhově chudé, významně jsou zastoupeny ostřice. Hlubší části šlenků jsou zcela bez vegetace.

5.2.4 Degradovaná vrchoviště

Nachází se na místech dřívějších vrchovišť, kde ale došlo k odtěžení části rašeliny nebo poklesu podzemní vody a následně k mineralizaci rašeliny a ke změně druhového složení. Řadí se sem však jen takové lokality, které jsou dostatečně zásobené vodou a které mají v okolí nenarušené vrchoviště, odkud je možná migrace rašelinných druhů. Existuje naděje na obnovení rašelinotvorné vegetace do asi 30 let.

Vegetace je tvořena zbytky té původní rašelinné, obecně jsou ale tyto porosty chudé. Mechové patro je tvořeno zbytky vrchovištních rašeliníků i druhy rašeliníků přechodových rašeliníšť, které snášejí sezónní vysychání. Hojně se vyskytují porosty bezkolence modrého a suchopýru pochvatého. Často dochází k zarůstání břízou, borovicí nebo smrkem. Kde nedošlo k poklesu hladiny podzemní vody, mohou porosty připomínat vrchovištní šlenky či iniciační sukcesní stadia vrchoviště.

6 HYDROLOGICKÝ REŽIM RAŠELINIŠŤ

Zpočátku je třeba uvést, že tato kapitola se opírá především o výzkumy a studie zahraničních autorů, kteří se zabývali pohybem podzemní vody a hydrologickým režimem rašeliníšť obecně v poněkud odlišných podmínkách. Většina studií o hydrologickém režimu rašeliníšť pochází ze Skotska, kde převládají rašeliníště označovaná jako „blanket peat“ (tento typ rašeliníšť tvoří 87 % všech rašeliníšť ve Velké Británii). Tato rašeliníště pokrývají ve velkém rozsahu především mírně zvlněné skotské vrchoviny. Obvyklá mocnost rašeliny je srovnatelná s českými vrchovišti: 1 – 3 m, ovšem odlišují se svou velkou rozlohou a také klimatem, ve kterém vznikají (Holden, J. a kol. 2011). Klima je oceánské, s menšími teplotními výkyvy a vyššími srážkami: roční úhrn srážek se pohybuje přibližně mezi 1500 až 2300 mm, což poměrně výrazně přesahuje hodnoty našich hor. Většina těchto rašeliníšť se nachází v nadmořských výškách do 1000 m n. m. Jejich obvyklou vegetaci tvoří v mechovém patře rašeliníky a v bylinném patře suchopýr a vřes. Tvořit se začala v době srovnatelné s počátkem tvorby našich vrchovišť, v pozdním boreálu (Evans, M.G. a kol. 1995).

Jak již bylo uvedeno, rašelina se sestává ze dvou hydrologicky důležitých horizontů: horního acrotelmu a spodního catotelmu, které se od sebe výrazně odlišují rozdílnou hydraulickou vodivostí. Typické hodnoty hydraulické vodivosti jsou udávány jako 1 cm.s^{-1} pro acrotelm a pouze $10^{-4} \text{ cm.s}^{-1}$ pro catotelm. Takto rozdílné hodnoty přispívají k tomu, že hladina podzemní vody se udržuje po většinu času v acrotelmu, neboť v catotelmu je její pohyb velice omezen. Také je umožněn velký odtok skrze acrotelm blízko povrchu, nepanuje však shoda v tom, jestli je vodivost acrotelmu dostatečně vysoká na to, aby (kromě velkých bouří) vedl vodu pod povrchem, nebo jestli

dochází k pravidelnému odtoku po povrchu rašeliny kvůli tomu, že je infiltrace do acrotelmu nedostatečná. K opravdu zásadnímu snížení hladiny podzemní vody dochází pouze v mimořádně suchých letech a v takovém případě nastávají v rašelině fyzické změny, kvůli kterým je pak obnova obvyklé výšky hladiny pomalá. Na pohyby hladiny podzemní vody mají dominantní vliv dvě veličiny: srážky (pro vzestup hladiny) a evapotranspirace (pro sestup). V závislosti na jejich hodnotách dochází k pohybům hladiny jak v krátkých intervalech, tak charakteristicky během celého roku (Holden, J. a kol. 2011; Evans, M. G. a kol. 1995).

Odtokový koeficient se na skotských rašeliništích pohybuje zhruba okolo hodnoty 0,4. Je uváděno pět hlavních mechanismů (velkého) odtoku z rašeliniště (Burt 1992 in Evans, M. G. a kol. 1995):

- 1) povrchový odtok kvůli nízké infiltraci rašeliny
- 2) povrchový odtok kvůli vysoké (momentální) saturaci rašeliny
- 3) odtok blízko povrchu skrze acrotelm kvůli nízké hydraulické vodivosti catotelmu v případě, že ten je nasycen vodou
- 4) odtok blízko povrchu skrz acrotelm kvůli nízké vodivosti catotelmu v případě, že jeho horní vrstvy nasyceny vodou nejsou
- 5) pipeflow

Bod 1) se týká obecně malé schopnosti rašeliny vsakovat a vést vodu. Situace 2) nastává, když je hladina podzemní vody velice blízko povrchu a voda se nemá kam vsáknout, což je na rašeliništích relativně časté. Situace 3) a 4) jsou si podobné, ovšem s tím rozdílem, že v prvním případě je rychlý odtok skrze acrotelm způsoben saturací catotelmu (je saturován po naprostou většinu času), zatímco situace 4) je způsobena nízkou hydraulickou vodivostí catotelmu, tedy že ten není schopen přijmout rychle vodu i v případě, že nasycen není. Mezi těmito mechanismy je poměrně obtížné rozlišit, problém je především odlišení mechanismů 2) a 3), neboť oba nastávají v období, kdy je rašelina saturována a je obtížné rozlišit, jestli je odtok realizován po povrchu či těsně pod ním. Jako pipeflow je označován poměrně málo prozkoumaný mechanismus odtoku skrz přirozené „trubky“ či „tunely“, které se nachází v rašelině poměrně hluboko pod povrchem (obvykle hlouběji než 1 m), mohou se vyskytovat až na rozhraní rašeliny a minerálního substrátu (Smart, R. P. a kol. 2013; Evans, M. G. a kol. 1995).

Tyto „trubky“ jsou velké makropóry, které mohou mít několik centimetrů v průměru, mohou být až několik stovek metrů dlouhé a tvoří rozvětvené sítě, proto mohou výrazně promlouvat do pohybu vody na rašeliništi a do jejího odtoku, vliv mají také na infiltraci (Smart, R.P. a kol. 2013). R. Smart zkoumal tento mechanismus na rašeliništi Cottage Hill Sike v severní Anglii. Toto rašeliniště je typickým zástupcem blanket peat. Nachází se v nadmořské výšce přibližně 550 m, roční průměrné srážky dosahují 2000 mm. Roční chod srážek je velice vyrovnaný.

Na ploše přes 17 ha se zde nachází 60 trubek, z toho 24 je protékaných celoročně. Uvádí se, že přibližně 14 % celkového odtoku z rašeliniště bylo realizováno takovýmto systémem trubek a že celoročně aktivní trubky měly velký vliv především v obdobích nízkých průtoků (kdy je jejich podíl na celkovém odtoku z rašeliniště přibližně 20 %), přestože nejvyšší průtoky v nich byly zaznamenány při bouřkách a při tání sněhu. Při výraznější srážce reagují trubky vyšším průtokem již v průměru za 3 hodiny, což ukazuje na jejich překvapivě dobré propojení s povrchem (Smart, R. P. a kol. 2013).

M. Evans se zabýval odtokovým režimem v povodí řeky Trout Beck, jejíž povodí je téměř celé zrašelinělé. Nachází se v nadmořské výšce 550 – 850 m n. m., jeho rozloha činí 11,5 km². Zajímavostí tohoto rašeliniště je, že ačkoliv je jeho geologické podloží tvořeno vápencem, existence ombrotrofního rašeliniště je zde umožněna díky pokryvu jílem bohatého tillu, který nedovolí vápenci ovlivňovat chemismus rašeliniště. Obvyklá mocnost rašeliny je zde do 2 – 3 m. Roční úhrny srážek se pohybují kolem 2000 mm. Evans poukazuje na existenci jen minimálního bazálního odtoku z rašeliny. Ten dokazuje minimální výtok podzemní vody z rašeliny a mohou díky němu existovat velké extrémy. Při významných srážkových událostech dochází nejprve ke vzestupu hladiny podzemní vody až na několik málo centimetrů pod povrch, aniž by se déšť výrazně projevil v průtoku. V okamžiku, kdy se podzemní voda přiblíží povrchu, rašelina téměř přestává přijímat vodu a skokově rostou průtoky, jejichž kulminace se opoždí za kulminací srážek jen velmi málo. Po skončení srážek hladina mírně klesá a dostává se na hodnotu zhruba 5 cm pod povrchem. Rychlé zvýšení hladiny při bouři je možné díky poměrně velké hydraulické vodivosti acrotelmu. Malé prodlení mezi kulminací srážek a průtoků a skokové zvýšení průtoků při vzestupu hladiny na několik centimetrů pod povrch naznačují, že největší podíl na velkých odtocích mají povrchový odtok způsobený nasyceností rašeliny a odtok skrze acrotelm způsobený saturací catotelmu, mezi těmito dvěma mechanismy je však obtížné rozlišovat. K rychlému toku vody skrz acrotelm dochází v případě, že se hladina podzemní vody dostane méně než 5 cm od povrchu. Případy, kdy by byl pozorován vysoký průtok při nízké hladině podzemní vody se nevyskytují (Evans, M.G. a kol. 1995). Velice důležité je vzít v potaz, jaká byla hladina před srážkou. Její výchozí hodnota při bouři má vliv nejenom na infiltraci a zpoždění kulminace průtoku, ale i na odtokový koeficient během bouřky (Daniels, S.M. a kol. 2008).

V létě se vyskytují charakteristické poklesy hladiny podzemní vody způsobené deficitem vlhkosti: hladina klesá kvůli vysoké evapotranspiraci, v případě, že se ale v období jejího poklesu vyskytne byť relativně srážka, dochází k jejímu rychlému vzestupu, což ukazuje na možnost velké infiltrace v případě, že rašelina není nasycena vodou. Tyto poklesy se vyskytují každoročně, není však obvyklé, aby trvaly delší dobu (v řádu měsíců) (Evans, M.G. a kol. 1995). Takovéto poklesy se vyskytují na rašeliništích závislých na srážkové vodě, naopak na rašeliništích zásobených pramennou nebo artéskou vodou bývá hladina relativně stabilní (Vlček, L. a kol. 2012). Hladina

klesá hlavně ve dne: 86 % poklesu hladiny podzemní vody probíhá mezi 9 a 21 hodinou, neboť v noci jsou hodnoty evapotranspirace velmi malé. 54 % vody se ztratí mezi polednem a 6 hodinou odpoledne, kdy jsou nejvyšší teploty na kterých je evapotranspirace závislá především (Evans, M.G. a kol. 1995). Rychlost poklesu hladiny může dosahovat až 2 -3 cm za den (Vlček, L. a kol. 2012; Evans, M.G. a kol. 1995). Avšak sníží-li se hladina na určitou příliš nízkou úroveň, ztráty evapotranspirací jsou již nízké, neboť již není k dispozici dostatek vody. Hladina, od které dochází ke snižování ztrát evapotranspirací, se na různých rašeliništích velice liší od několika centimetrů až po několik desítek, jako obvyklá hodnota byla stanovena hladina -23 cm (Weiss, R. a kol. 2006). Charakteristické pohyby hladiny podzemní vody jsou sezónní. Letní pokles je kromě doplňování letními srážkami vyrovnán hlavně na podzim a v zimě kdy se hladina zvedá díky srážkám, případně díky tání sněhu (Evans, M.G. a kol. 1995).

E. Kellner se zabýval pohybem podzemní vody v různých mikrorelífech (prohlubně a vyvýšeniny) nenarušeného rašeliniště. Rašeliniště Stormossen, které studoval, leží asi 50 km od Uppsally. Průměrná roční teplota zde je 5 °C, průměrné srážky 700 mm. Podloží tvoří glaciální sedimenty. Evapotranspirace činila v létě průměrně 2,5 mm denně. Trendy poklesů hladiny podzemní vody byly na všech měřácích podobné, nicméně větší pokles podzemní vody byl zaznamenán na sondě umístěné v lese a na sondě blízko starého odvodňovacího kanálu. Sondy na otevřeném rašeliništi se shodovaly i navzdory umístění rozdílném mikrorelífu. V prohlubních se sice voda držela po celou dobu blíže povrchu, trendy byly ovšem téměř totožné s měřáky na vyvýšeninách. Jedinou situací, kdy se hladina podzemní vody chovala jinak v různých mikrorelífech jsou bouřky, kdy byl nárůst výraznější v prohlubních, což ukazuje na poměrně malou redistribuci vody v rašelině. Navzdory tomu ovšem byla měření z různých mikrorelífů vyhodnocena jako podobná. Na základě tohoto zjištění se nabízí hypotéza, že rašeliniště funguje jako jedna hydrologická jednotka a mohlo by tak být i modelováno. E. Kellner však upozorňuje, že automatické přejmutí tohoto poznatku na jiná rašeliniště není možné, že hydrologický režim rašelinišť je příliš složitý na to, aby byl tento poznatek aplikovatelný širěji (Kellner, E. 2002).

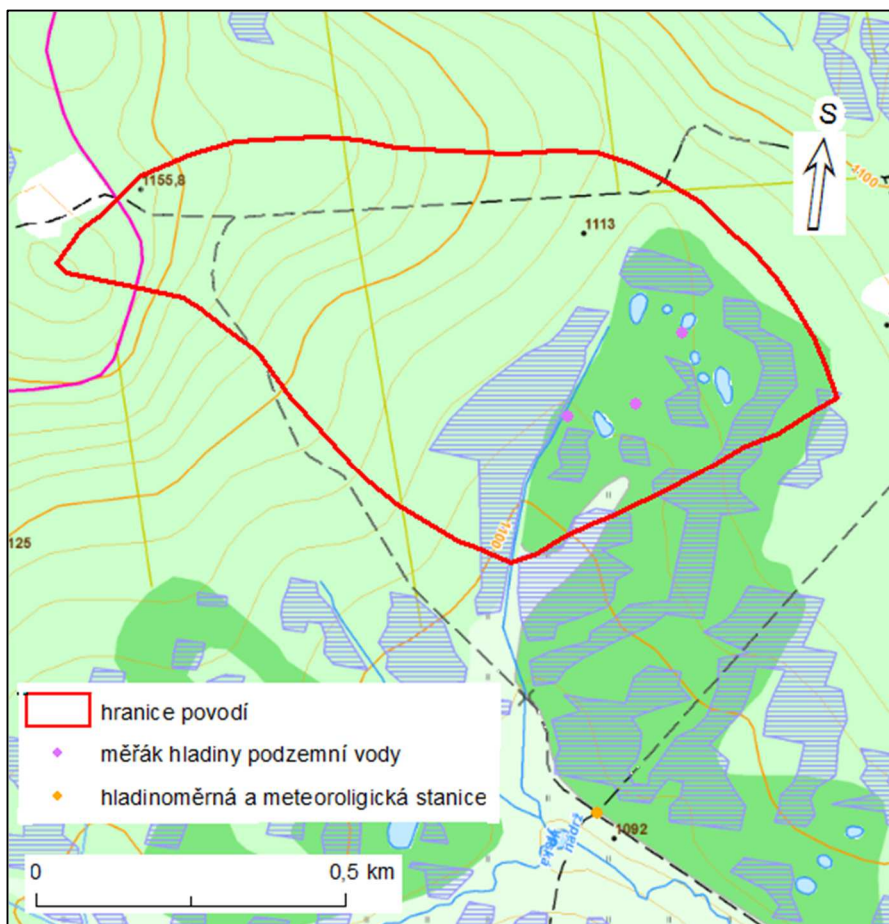
7 FYZICKOGEOGRAFICKÝ PŘEHLED ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Tato kapitola se věnuje komplexní fyzickogeografické charakteristice prostředí, ve kterém se povodí Rokytky nachází.

7.1. Vymezení území

Tato bakalářská práce se týká povodí Rokytky, respektive jeho dílčí části. Rokytka je vodní tok v centrální části Šumavy v povodí Vydry. Je levostranným přítokem Roklanského potoka, který je jednou ze zdrojnic Vydry, která vzniká v Modravě soutokem Roklanského a Modravského potoka. Řeka Vydra tvoří na soutoku s Křemelnou u Čeňkovy pily Otavu, která se vlévá u Zvíkova do Vltavy, celé území tedy patří do úmoří Severního moře.

Obr. 1: Zájmové území: část povodí Rokytky



Zdroj: ČÚZK

Katastrálně patří území téměř celé k Modravě, pouze velice malou částí zasahuje do Spolkové republiky Německo. Celé území leží v národních parcích: na české straně v Národním Parku Šumava a na německé v Národním Parku Bavorský Les.

Výzkumné povodí nezahrnuje celé povodí Rokytky, ale je uzavřeno těsně pod soutokem Rokytky s bezejmenným levostranným přítokem, kde je nainstalován hladinoměr. Plocha tohoto dílčího povodí byla stanovena orografickým vymezením rozvodnice na 0,516 km². Vzhledem k plochému reliéfu této oblasti je ovšem přesné vymezení rozvodnice obtížné. Kromě toho dochází u severní části rozvodnice v plochem terénu k bifurkaci rašelinného ložiska. Tato bifurkace je ovšem zodpovědná zřejmě jen za malé ztráty vody z vrchoviště (Vlček, L. a kol. 2012). Povodí leží v nadmořské výšce přibližně 1100 – 1160 m n. m. Jedná se o typický reliéf šumavských plání: přes vysokou výšku je povodí značně ploché, průměrný sklon svahů je zhruba 4° (Vlček, L. a kol. 2012).

7.2. Geologický a geomorfologický přehled

Šumava je součástí krystalinika Českého masivu, konkrétně tzv. šumavské větve moldanubika. Velkou část území zaujímá moldanubický masiv. Jen velice okrajově sem zasahují denudační zbytky mezozoických a kenozoických sedimenty jihočeského jezerního systému (Chábera, S. a kol 1987). Geologické podloží zkoumaného povodí tvoří svory, pararuly a žuly, které jsou však pokryty čtvrtohorními sedimenty.

V geomorfologickém vývoji oblasti je možné rozlišit dvě základní etapy: starší etapa se vyznačovala zarovnávaním, vznikla parovina o malé nadmořské výšce, která byla pokryta mocnými kaolinitickými zvětralinami, jejichž malé zbytky se zachovaly dodnes. Od staršího paleogénu dochází k neotektonickým pohybům a Šumava je nejprve vyklenuta coby megaantiklinála, koncem paleogénu dochází k rozlámání původní paroviny a Šumava je vyzdvižena podél zlomů až o více než 1000 m, čímž došlo k tomu, že se ve vysokých nadmořských výškách vyskytují rozsáhlé oblasti plochého reliéfu, jež jsou vyzdviženými zbytky druhohorní paroviny. Velký vliv na reliéf Šumavy měla opakující se kvartérní zalednění. Vývoj říční soustavy je vysvětlován na základě zpětné eroze toků. Ta však zatím na Šumavské pláň nezasáhla, následkem čehož jsou v popisované oblasti obvyklá široká a mělká údolí (Chábera, S. a kol 1987).

Z geomorfologického hlediska spadá studovaná oblast do následujícího členění (Bína, J. Demek, J. 2012).

systém:	Hercynský
subsystém:	Hercynská pohoří
provincie:	Česká vysočina
soustava:	Šumavská soustava
podsoustava:	Šumavská hornatina
celek:	Šumava
podcelek:	Šumavské pláně

Šumavské pláně jsou vysoko položené, mírně zvlněné plošiny, které jsou součástí výše zmíněné tektonické klenby. Střední výška činí 980 m n. m., střední sklon jen 7° 45'. Nad zarovnaný povrch vyčnívají jen suky a odlehlíky, jímž je i nejvyšší vrchol podcelku Velká Mokrůvka (1370 m n. m.). Ploché sníženiny a úvalovitá údolí vyplňují rašeliniště. Díky dlouhým obdobím periglaciálního klimatu v minulosti zde nalezneme velké množství kryogenních tvarů (Bína, J. Demek, J. 2012).

Studované povodí leží v okrsku Kvildské pláně, které jsou jádrem tohoto podcelku, tvoří je mírně zvlněné plošiny ve zhruba 1000 m n. m. a vyznačují se mělkými širokými údolími. Nachází se zde mimořádně rozsáhlá rašeliniště, místními názvy zvané slatě.

7.3. Klimatické charakteristiky

Podnebí má přechodný ráz, kombinují se zde oceánské i kontinentální vlivy. Šumava je návětrná oproti převládajícímu jihozápadnímu proudění, následkem čehož jsou srážky rozdělené rovnoměrněji, než je v Česku obvyklé, existují však výrazné rozdíly mezi návětrnou a závětrnou stranou. Celkové množství srážek se pohybuje v závislosti na nadmořské výšce a expozici od 800 do 1500 mm za rok. Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou je na Šumavě 120 – 150 dní. Sníh je významnou zásobárnou vody a jeho tání oddaluje nástup jarních teplot, ovšem v porovnání s našimi ostatními horami je na Šumavě sněhu méně, neboť je pod fénovým vlivem Alp (Chábera, S. a kol 1987). Průměrná teplota pro povodí Rokytky je 3°C, což jej řadí k nejchladnějším oblastem v Česku (Vlček, L. 2011).

7.4. Půdní poměry

Na Šumavě se vyskytují především podzoly, kambizemě, gleje, litozemě a organozemě, v níže položených nivách lze nalézt i fluvizemě. Půdotvorným substrátem jsou obvykle kyselé horniny a jejich zvětraliny, dále rašelina v případě organozemí, jen v podhorských oblastech se nachází při úpatích svahů sprašové hlíny (Chábera, S. a kol 1987).

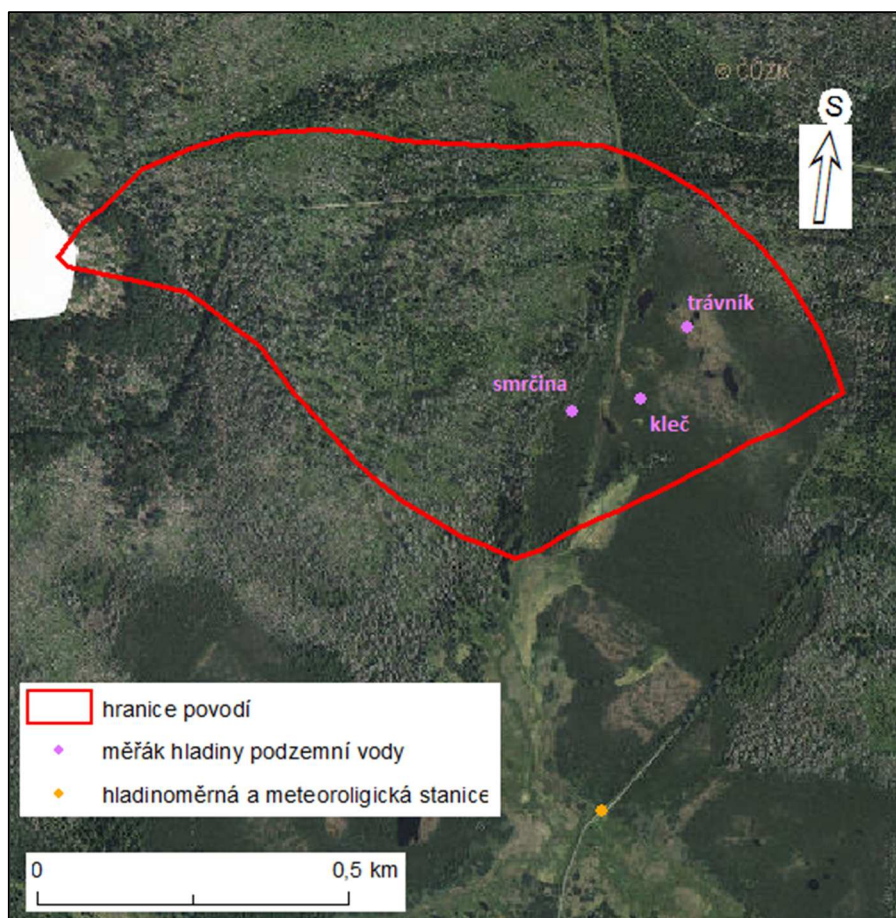
Půdy v povodí Rokytky se nijak významně neliší od půd běžných na náhorní Šumavě. Vyskytuje se zde především organozem, dále podzol humusový a zrašelinělý glej. Půdotvorným substrátem jsou kyselé zvětraliny a vrchovištní rašelina (Vlček, L. a kol. 2012).

7.5. Vegetace

Rekonstrukce vývoje šumavské vegetace se opírá o pylové analýzy z vrchovišť. Na vegetaci Šumavy mají vliv tři základní činitele: abiotické podmínky, vývoj v holocénu a činnost člověka. V povodí Rokytky se přirozeně vyskytují tři druhy přirozené vegetace: kyselé bučiny, podmáčené smrčiny a rašeliniště (Chábera, S. a kol. 1987).

Horská vrchoviště jsou obklopena podmáčenými smrčinami a ostřicovými rašeliništi. V centrálních částech vrchovišť existuje přirozené bezlesí s jezírky. Jejich bylinné patro je tvořeno travami a suchopýrem trsnatým, vyskytuje se i ostřice mokřadní a další druhy. Mechové patro je tvořeno pestrými směsí druhů. Jedná se o vzácná reliktní společenstva, která se uchovala z dob, kdy měla krajina tundrový ráz. Tato společenstva se na Rokyteckých slatích prolínají s vlhkomilnou vegetací šlenků, která je tvořena koberci rašeliníku bodlavého a rašeliníku Dusénova, bylinné patro tvoří ostřice mokřadní a blatnice bahenní. Vyskytují se různé druhy rosnatek. V suchopýrových trávnicích se vyskytují bulvy tvořené různými druhy rašeliníků, na kterých se daří různým keříkům.

Obr. 2: Satelitní snímek studovaného povodí



Zdroj: ČÚZK

Bezlesí je lemováno hustými porosty borovice rašelinné (kleče). Ojedinělý je v rámci Šumavských plání výskyt minerotrofních rašelinišť podél Rokytky. Zastoupena jsou aktivní houpavá přechodová rašeliniště s ostřicemi, které hostí několik vzácných druhů, například vachtu trojlistou. V podmáčených smrčinách se nachází mnoho pramenišť hostících řadu vzácných druhů. Bezlesí v údolí Rokytky je zřejmě dáno drsným klimatem a zamokřením, některé partie však mohly být odlesněny druhotně (Bufková 2009).

Lesní vegetaci v povodí tvoří především smrkové lesy s příměsí jedle a buku. Les je částečně ovlivněn kůrovcem, vyskytuje se zde zcela uschlý les i holiny, které jsou již osídleny novým náletem či výsadbou. Bylinné patro tvoří v lese traviny, mechy a borůvky. Nenarušené lesní porosty mají vyvinuté bylinné i keřové patro, plochy zasažené kůrovcem se zaplňují travinami a postupně i smrkovým náletem (Vlček, L. a kol. 2012).

8 METODIKA

8.1. Datové zdroje

Pro zkoumání hydrologických poměrů ve studovaném povodí byla použita data o hladinách podzemní vody ve třech typech vegetace (viz Obr. 2): podmáčené smrčíně, vrchovišti s klečí a vrchovišti s bulty porostlé travinami a suchopýrem (dále je uváděno jako trávník). Data z měřáků umístěných v kleči a v podmáčené smrčíně byla pořízena Univerzitou Karlovou v Praze, data z trávníku pochází z monitoringu Botanického ústavu Akademie věd v Českých Budějovicích. Byla použita průměrná či souhrnná denní data o výšce vodní hladiny, průtoku, evapotranspiraci, teplotě, sluneční radiaci a větru. Meteorologické veličiny pochází především z meteorologické stanice umístěné při hrázi bývalé Rokytské nádrže, nicméně některé potřebné veličiny pro výpočet evapotranspirace tato stanice neměří nebo z ní nebyly dočasně k dispozici, proto musely být doplněny z jiných stanic, všechny však spravuje Univerzita Karlova v Praze. Hladinu vody v Rokytcce sice měří hladinoměr umístěný v závěrovém profilu povodí, nicméně jelikož ten byl ve sledovaném období v provozu pouze 1,5 měsíce, použil jsem raději pro celé období průtoky ze stanice na hrázi Rokytské nádrže. Byla posuzována pouze data od začátku května do konce listopadu, tedy období, kdy v povodí není (velká) sněhová pokrývka. Pakliže je totiž rašeliniště překryto vrstvou sněhu a horní vrstvy rašeliny jsou zmrzlé, hladina podzemní vody je prakticky stabilní a její zkoumání by tedy nemělo velký smysl. Data pochází z roku 2013, pro dřívější roky nejsou k dispozici.

Z meteorologické stanice na hrázi bývalé Rokytské nádrže pochází data o srážkách (od července do listopadu), teplotě, průtoku a vlhkosti. V květnu a červnu byl zdejší srážkoměr mimo provoz a proto byly jako náhradní vzaty srážky ze stanice na Ptačím potoce, která se nachází přibližně 7 km jihovýchodně a která vykazuje nejlepší shodu s měřeními srážek na Rokytské nádrži. Pro výpočet evapotranspirace byla dále třeba data o rychlosti větru, které byly převzaty ze stanice na Březnickém potoce nacházející se zhruba 7 km na jihovýchod od Rokytské nádrže.

8.1. Použité metody

Pohyby hladiny podzemní vody byly konfrontovány především s daty o srážkách a evapotranspiraci. S daty o srážkách byla porovnávána data pouze ve dnech, kdy došlo k vzestupu hladiny podzemní vody, data ze dnů kdy podzemní voda klesala, byla porovnávána s hodnotami evapotranspirace, teploty, rychlosti větru a radiace. Pro výpočet evapotranspirace existuje velké množství metod, zde je použita Penman-Monteithova rovnice pro výpočet referenční evapotranspirace. V současnosti se jedná o nejčastěji využívaný výpočet evapotranspirace (Kofroňová 2014). Tuto rovnici stanovila organizace FAO jako standard pro výpočet referenční

evapotranspirace v roce 1990 na základě doporučení odborníků a vědců ve spolupráci s Mezinárodní Komisí pro Závlahy a Světovou Meteorologickou Organizací. Tato metoda odstraňuje nedostatky dříve používané metodiky a hodnoty pomocí ní vypočtené lépe odpovídají hospodařením rostlin s vodou po celém světě (<http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e06.htm>). Její vzorec je:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

, kde:

ET_0 : referenční evapotranspirace [mm/den]

Δ : sklon křivky tlaku nasycené vodní páry [kPa/°C]

R_n : radiační bilance [MJ/m²/den]

G : tok tepla do půdy [MJ/m²/den]

γ : psychrometrická konstanta [kPa/°C]

T : teplota vzduchu [°C]

u_2 : rychlost větru ve 2 m nad povrchem [m/s]

$(e_s - e_a)$: sytostní doplněk vzduchu [kPa]

Data pro radiační bilanci, tepelný tok do půdy, sklon křivky tlaku nasycené vodní páry, psychrometrickou konstantu ani sytostní doplněk vzduchu nebyla přímo k dispozici a musela proto být vypočítána podle metodiky FAO (<http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e06.htm>), s výjimkou toku tepla do půdy, který v případě výpočtu denních hodnot považuje metodika FAO za přípustné ignorovat, neboť se blíží nule.

Vztah mezi pohyby hladiny podzemní vody a klimatickými proměnnými byl testován jednoduchými lineárními modely. Pro vzestup hladiny podzemní vody byly jako vysvětlující proměnná použity srážky (denní srážkové úhrny). Pro pokles hladiny podzemní vody byly vyzkoušeny dva přístupy: jednak samotná evapotranspirace jako vysvětlující proměnná, jednak kombinace vysvětlujících proměnných vítr, radiace, teplota. Každý z těchto modelů byl samostatně vypočítán pro data ze tří měřících míst (v kleči, v trávníku, v podmáčené smrčtině). Data celkově

nejdou rozsáhlá, takže tyto modely mají spíš indikativní povahu (více viz kapitola Diskuse). Z vypočítaných modelů je uveden index determinace (R^2) vyjadřující, jaký podíl celkové variance vysvětlované proměnné je vysvětlený daným modelem. Pro výpočet byl použit statistický systém R (R Core Team, 2014), resp. funkce `lm()`.

Pro modely zahrnující tři proměnné (vůtr, radiace, teplota), tedy proměnné, z nichž také vychází výpočet evapotranspirace, byl vypočítán podíl variance vysvětlované proměnné (pokles hladiny) vysvětlený jednotlivými vysvětlujícími proměnnými. Pro tento výpočet (resp. odhad) byly využity tzv. Shapley values, resp. výpočet podle autorů Lindemann, Merenda, Gold. Pro výpočet byl použit statistický systém R, funkce `calc.relimp()` z knihovny `relaimpo` (Groemping, 2006), kde jsou také uvedeny další citace literatury.

Pro znázornění vztahu mezi evapotranspirací a poklesem hladiny podzemní vody a mezi srážkami a vzestupem hladiny byly pro každý měřák zkonstruovány XY grafy doplněné informací o indexu determinace.

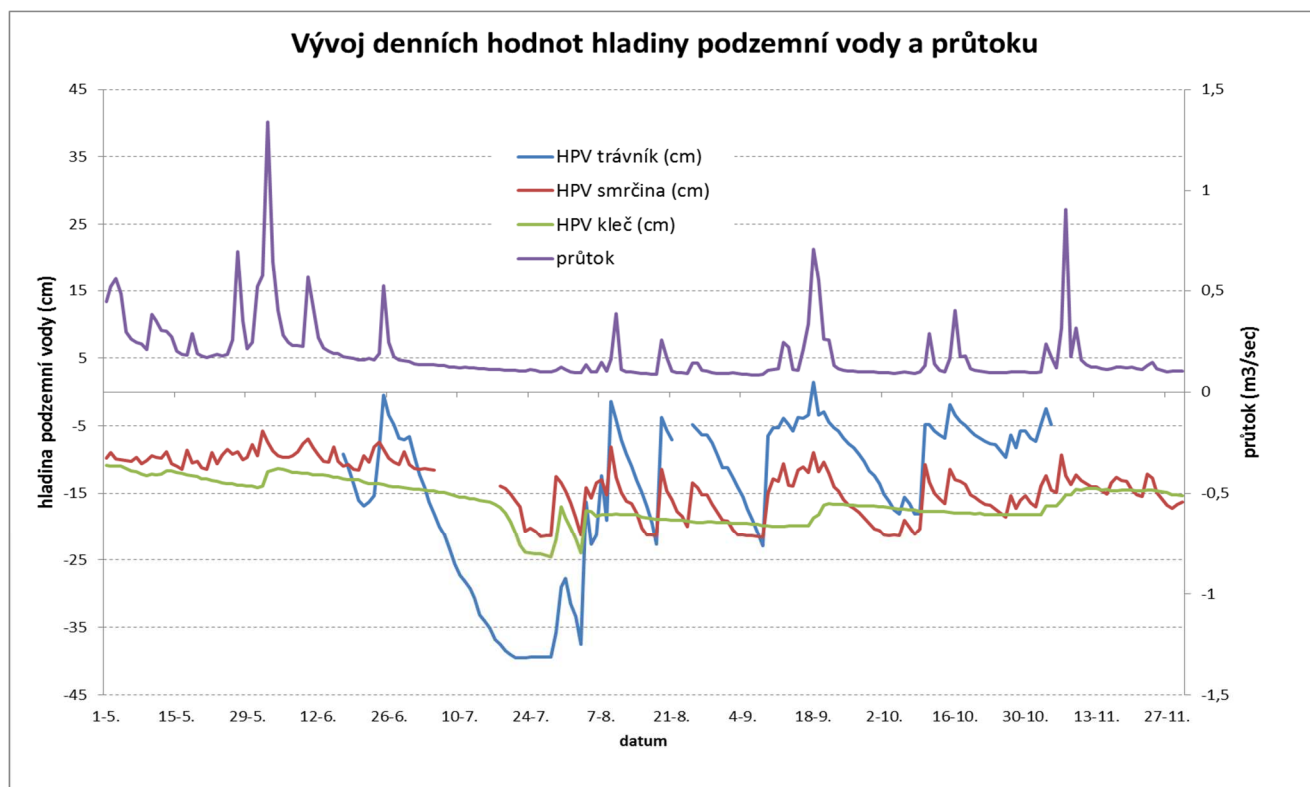
9. VÝSLEDKY

9.1. Vývoj hladiny podzemní vody a průtoku

Průtok potoka Rokytka v měřeném období silně kolísá, největší výkyvy byly na počátku období koncem května a počátkem června, další vysoké hodnoty byly naměřeny v září, říjnu a listopadu. Ze srovnání průtoků a hladiny podzemní vody je zřejmé, že vysoké průtoky se vyskytují výhradně v období vysoké hladiny podzemní vody a nebyly zaznamenány vysoké průtoky za nízké hladiny podzemní vody.

Ze tří měřených míst hladiny podzemní vody má nejrozkolísanější chod trávník, zatímco kleč vykazuje velmi vyrovnaný chod a reaguje zřejmě pomaleji. Celkově je však již z vývojového grafu zřejmá korelace chodu hladiny podzemní vody na všech měřených místech, i když se v detailech odlišují. Celkově se hladina podzemní vody pohybuje nejbližší povrchu v trávníku (medián naměřených hloubek = 11,0 cm), hlouběji je ve smrčíně (medián = 13,5 cm) a konečně v kleči (medián = 16,5 cm). Ovšem pouze v trávníku dosahuje hladina podzemní vody pravidelně až těsně pod povrch, zatímco v podmačené smrčíně nepřesáhla úroveň -5 cm. Na vývoji jsou viditelné výrazné poklesy hladiny; ten, který trval nejdéle (v trávníku od konce června, v kleči a smrčíně v druhé polovině července), měl prudký nástup, ale pak se pokles hladiny výrazně zpomalil.

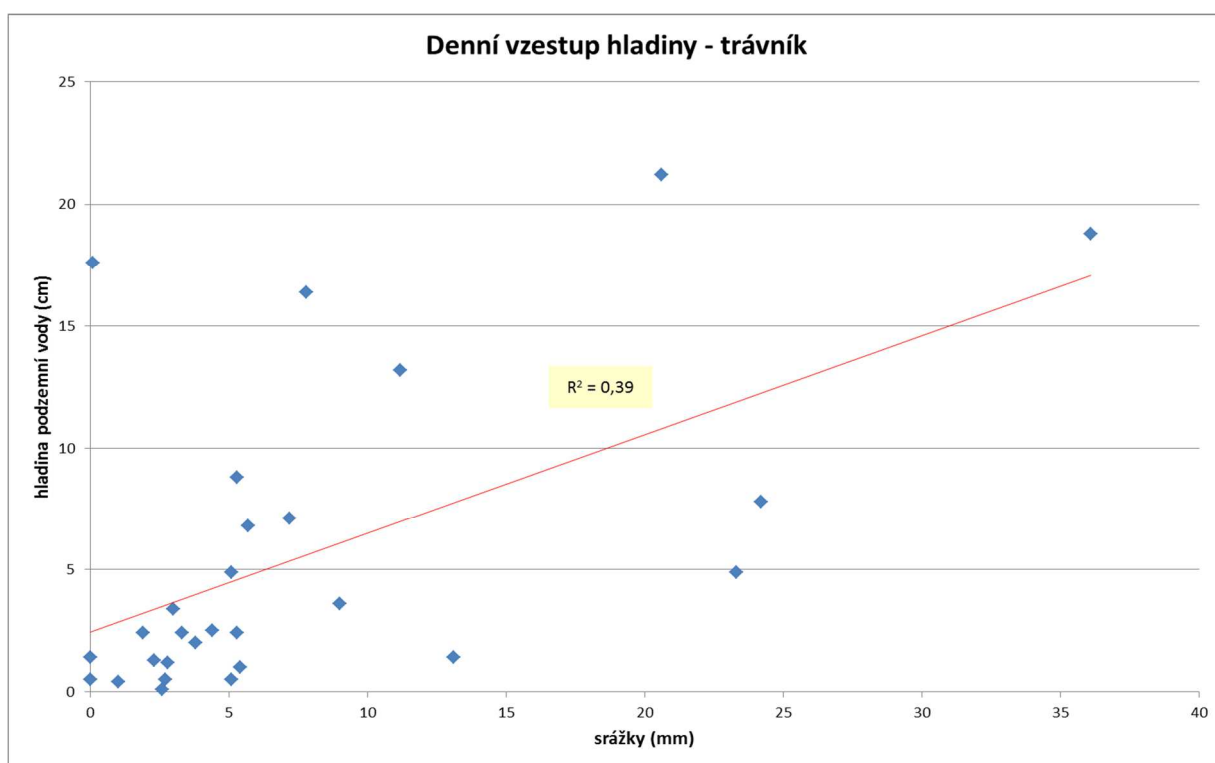
Graf 1



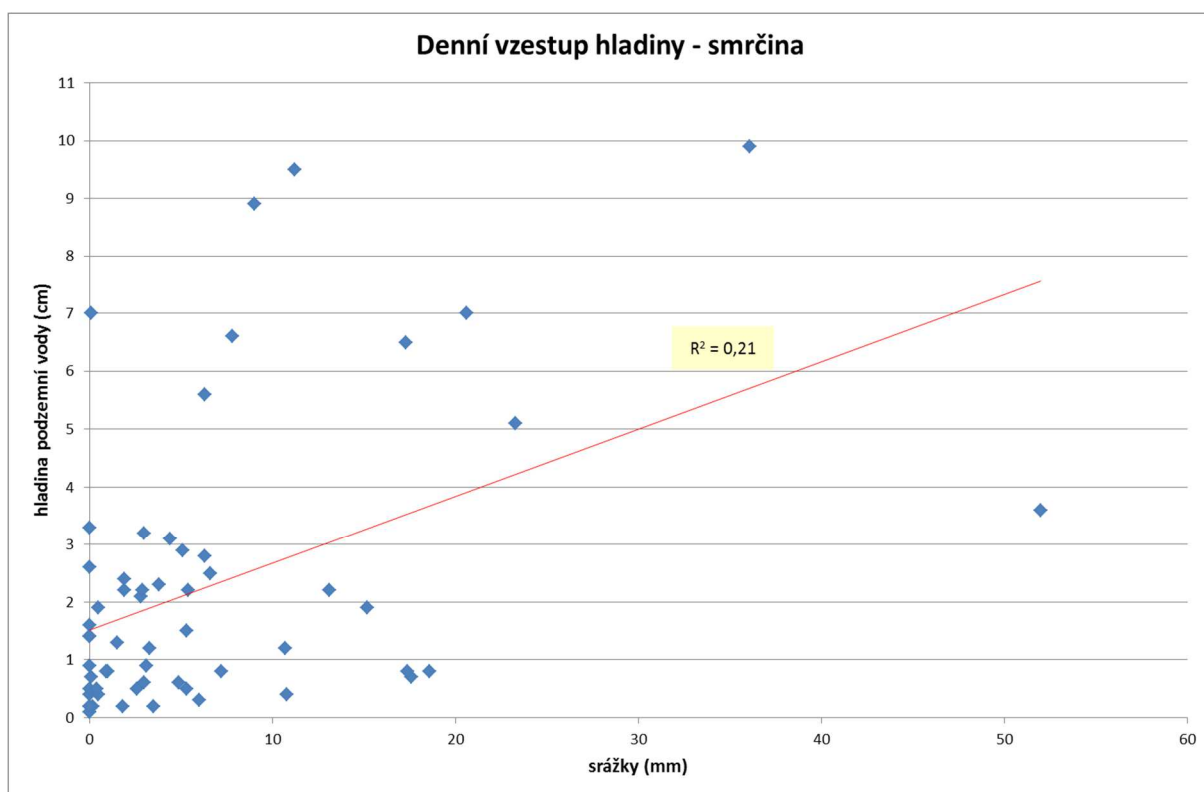
9.2. Vztah klimatických proměnných a vývoje hladiny podzemní vody

Vzestup hladiny podzemní vody byl uveden do vztahu se srážkami – denní pohyby hladiny s denním úhrnem srážek. Na všech třech měřených místech měly srážky pozitivní dopad na nárůst hladiny. Nejvýraznější vliv měly v souboru dat srážky na vzestup hladiny v trávniku – index determinace lineárního modelu je 0,39, tedy 39 % celkové variance vzestupu hladiny bylo vysvětleno srážkami. Slabší závislost se ukazuje ve smrčtině (srážky vysvětlují 21 % z celkové variance) a ještě slabší v kleči (srážky vysvětlují 10% celkové variance). K těmto rozdílům a celkovému vysvětlenému podílu variance viz kapitola Diskuse.

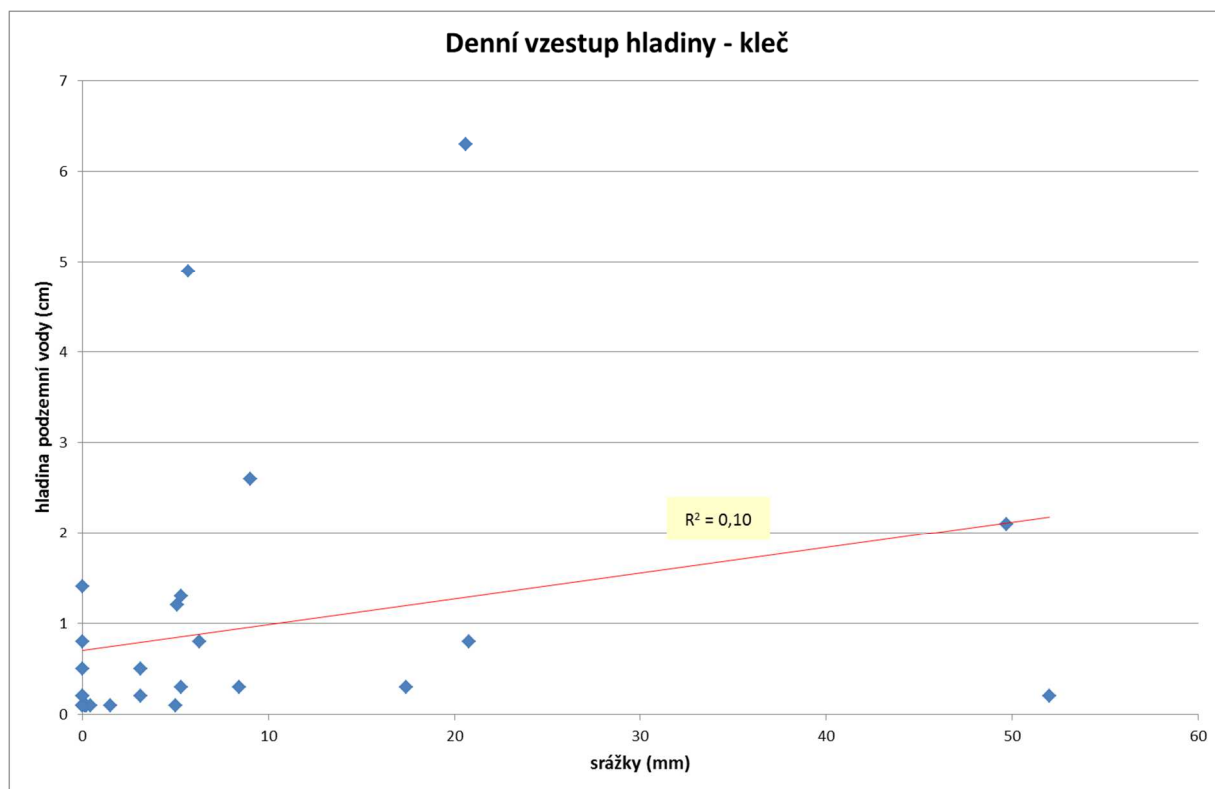
Graf 2



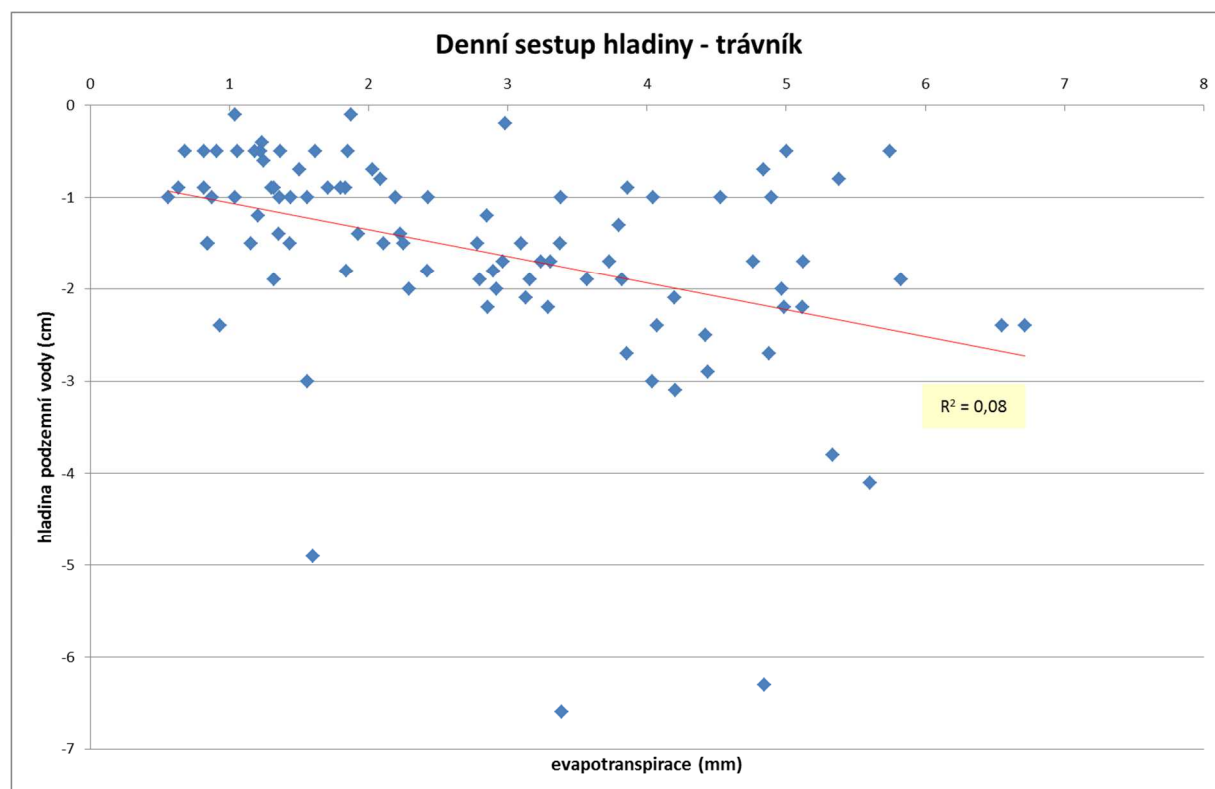
Graf 3



Graf 4

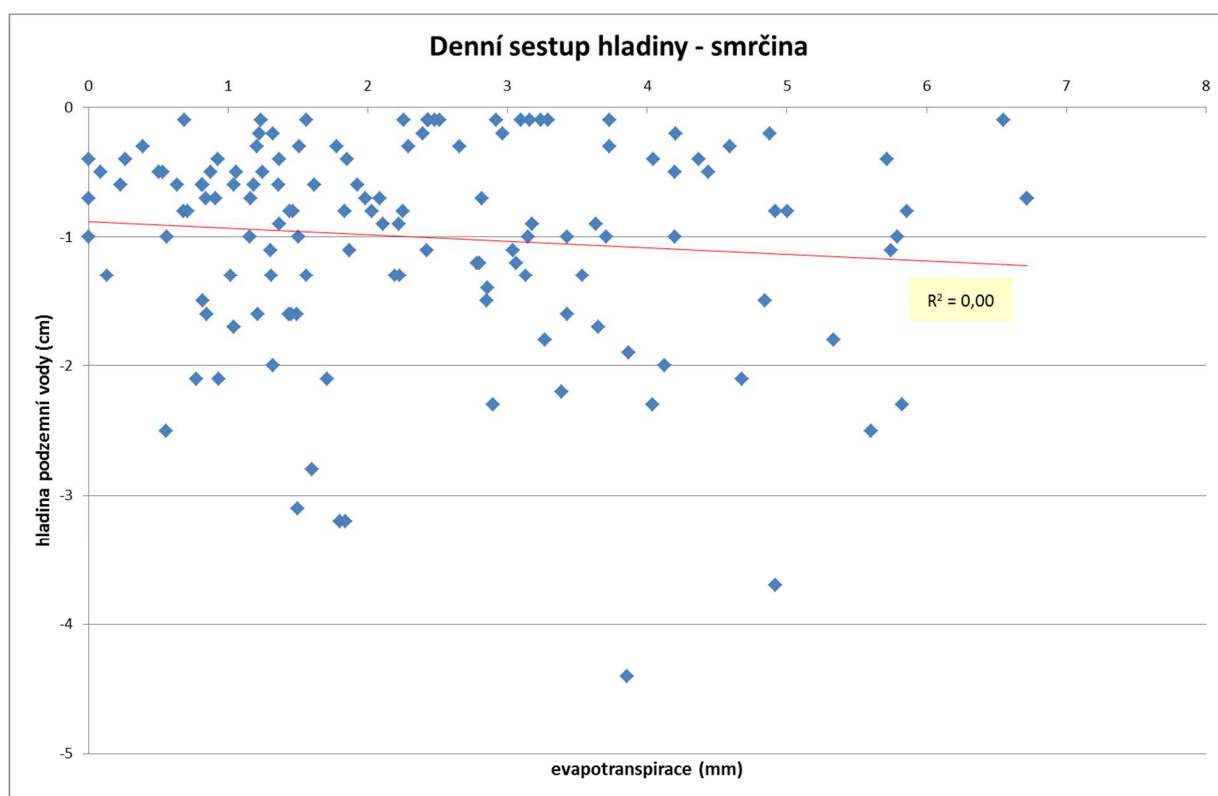


Graf 5

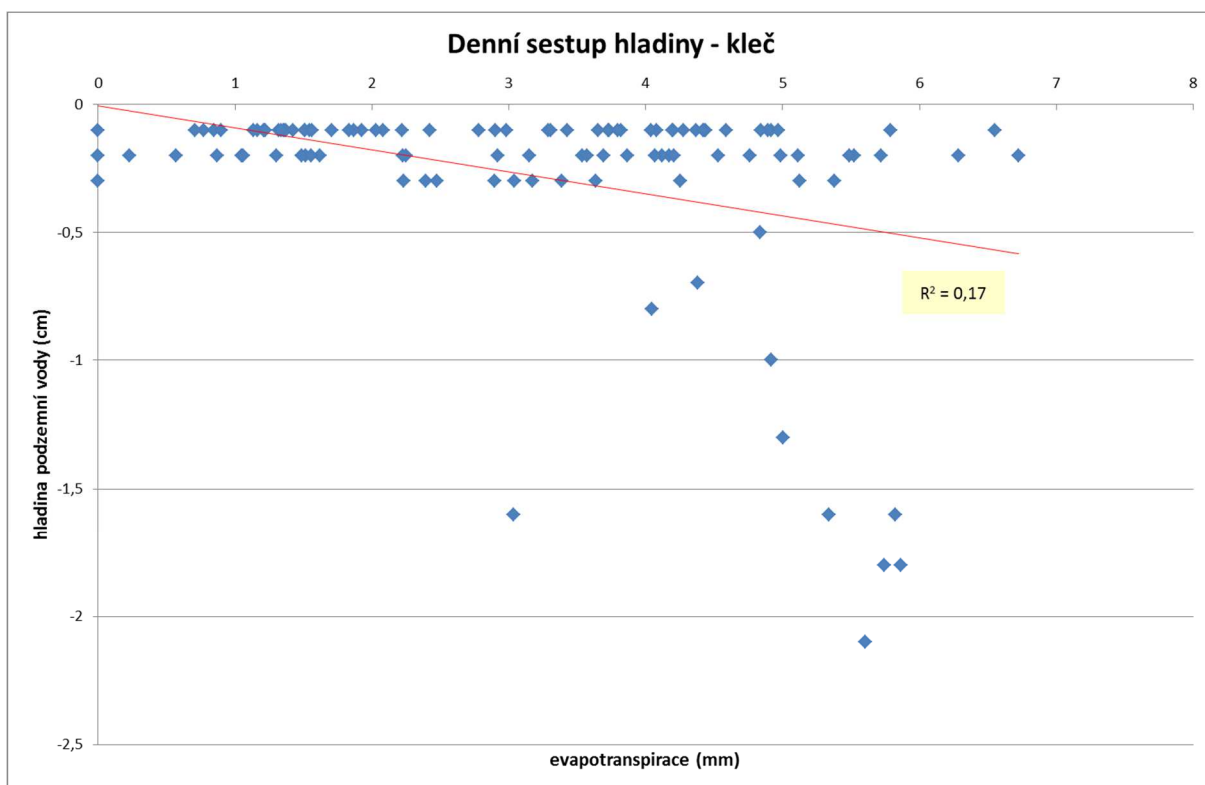


Sestup hladiny podzemní vody byl v první řadě uveden do vztahu s vypočítanou evapotranspirací – denní pohyby hladiny s denním úhrnem evapotranspirace. Na všech třech měřených místech vykazoval pokles hladiny podzemní vody očekávaný negativní trend vůči rostoucí evapotranspiraci. Ve smrčtině byl však tento dopad výrazně nesignifikantní a diskriminační koeficient lineárního modelu se blížil nule. Nejvýraznější vliv měla v souboru dat evapotranspirace na pokles hladiny v kleči – index determinace lineárního modelu je 0,17, tedy 17 % celkové variance poklesu hladiny bylo vysvětleno evapotranspirací. Slabší závislost se ukazuje v trávniku (evapotranspirace vysvětluje jen 8 % z celkové variance). Ve srovnání se vzestupem hladiny a srážkami je jasné, že vazba mezi evapotranspirací a poklesem hladiny zdaleka není tak silná.

Graf 6



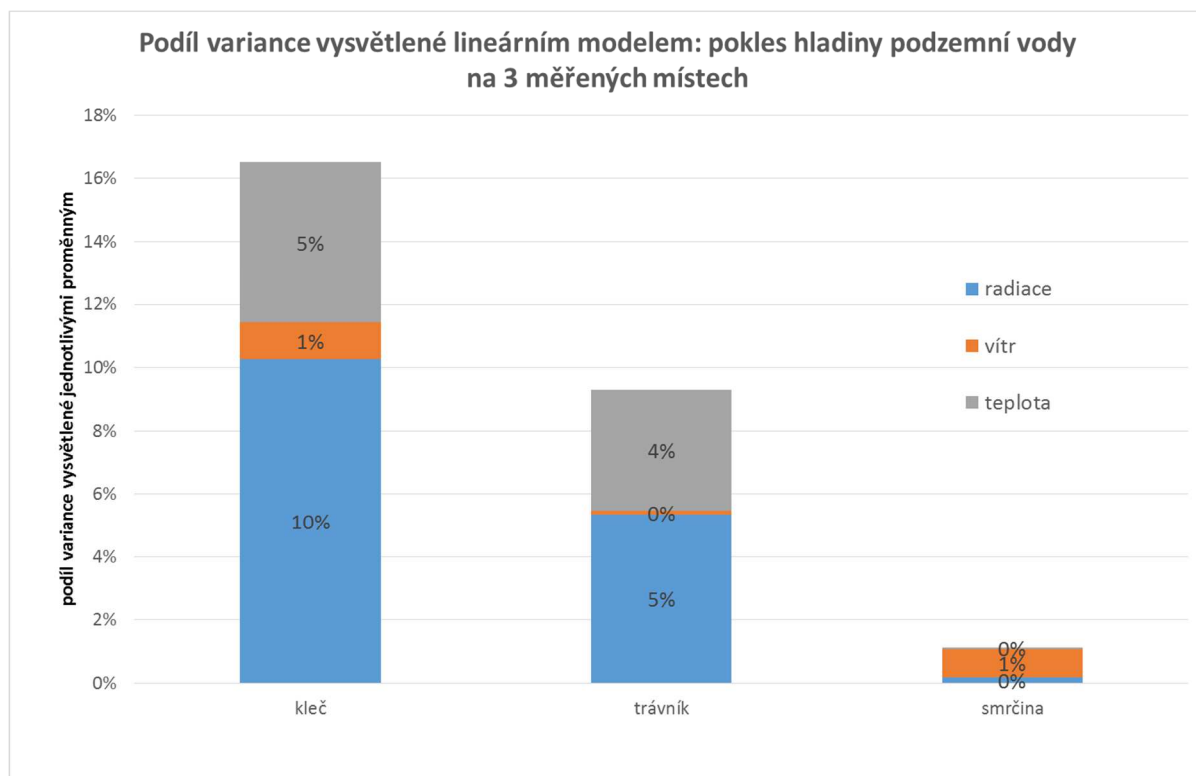
Graf 7



Další pohled na sestup hladiny podzemní vody představuje model nepočítající s evapotranspirací, ale přímo s rozhodujícími klimatickými proměnnými – teplotou vzduchu, sluneční radiací a rychlostí větru. Na základě modelu byly vypočítané relativní příspěvky jednotlivých proměnných k vysvětlení variance pohybu hladiny (viz kapitola Metodika). V první řadě je zajímavé, že celkový podíl vysvětlené variance (poklesu hladiny podzemní vody) je pro tento model téměř zcela stejný jako u analogických modelů počítajících s evapotranspirací. Je zřejmé, že kombinovaná vysvětlující síla radiace, větru a teploty je vysoká, což je i zajímavý metodický výsledek.

Nejvíce variance vysvětluje sluneční radiace a dále teplota – zde má patrně vliv to, že radiace s teplotou vzduchu silně koreluje (korelační koeficient teplota : radiace $r = 0,68$). Jen okrajový vliv má síla větru.

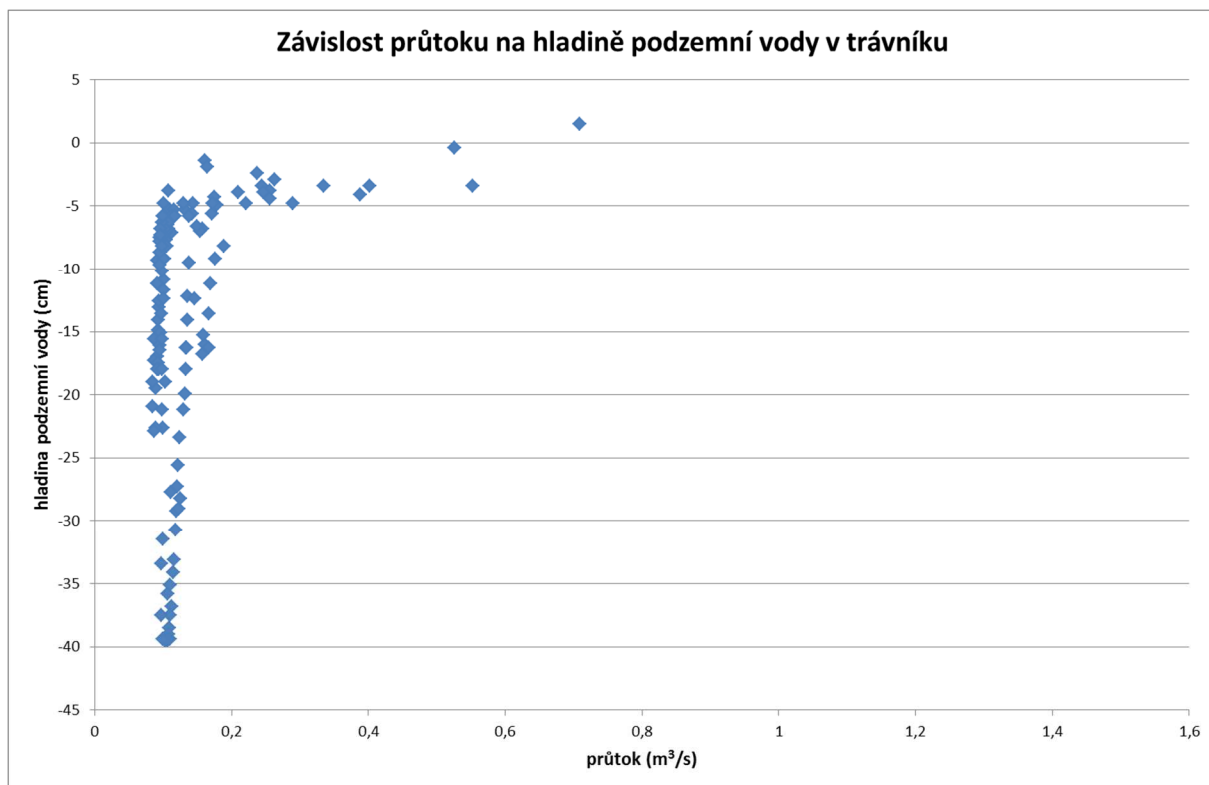
Graf 8



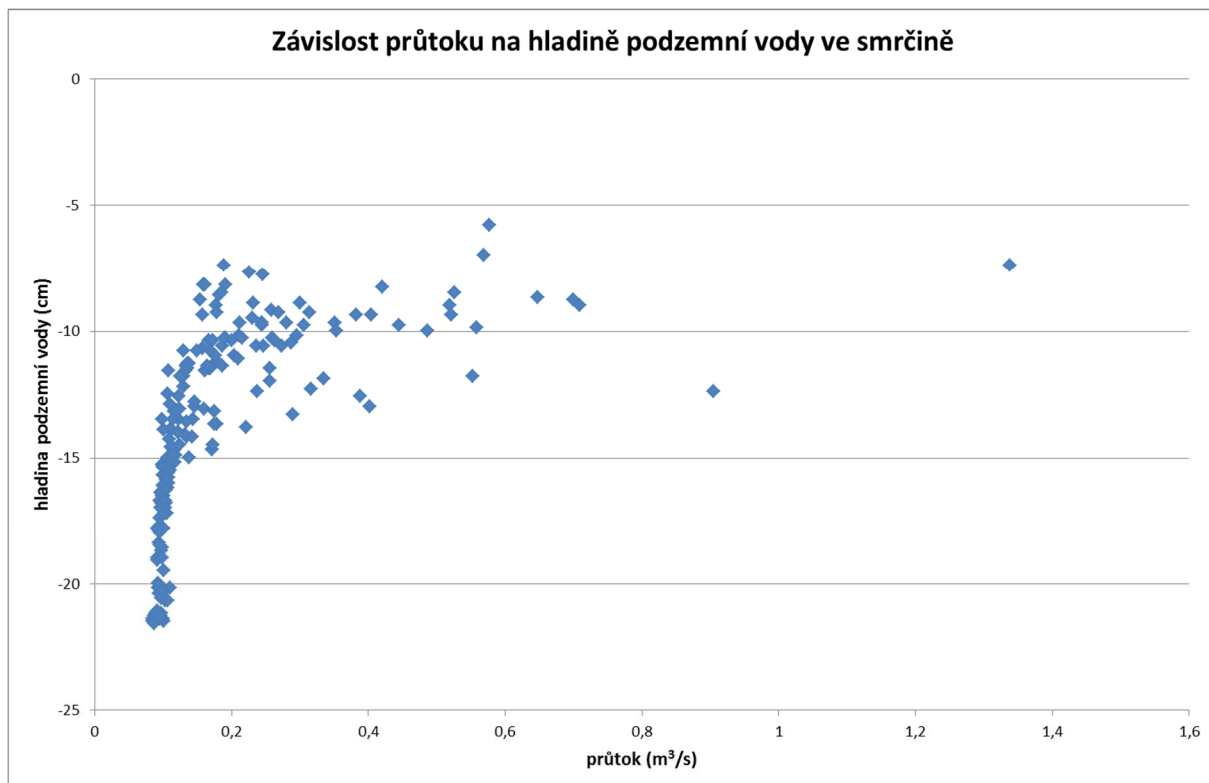
9.3. Vztah průtoku a hladiny podzemní vody

Na grafech 9 – 11 je ilustrovaný známý vztah hladiny podzemní vody a průtoku. Vysoké průtoky nastávají v okamžiku, kdy se hladina podzemní vody přiblíží povrchu, což je zcela zřejmé u dat z trávníku – zde je také nárůst průtoku velmi strmý v okamžiku, kdy hladina přesáhne -5 cm. U dat z kleče a smrčiny nastávají vysoké průtoky již při hladinách -10 až -5 cm pod povrchem a nárůst průtoku s rostoucí hladinou je výrazně pozvolnější než v trávníku (viz kapitola Diskuse).

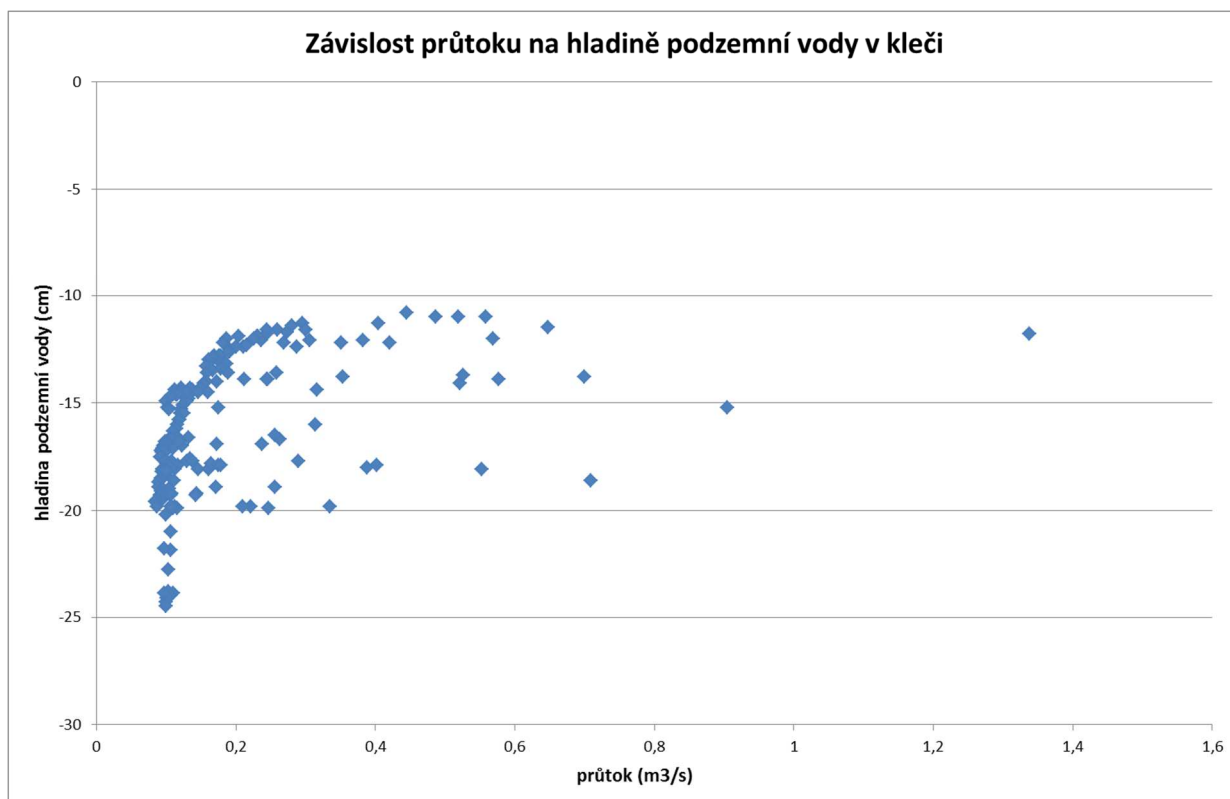
Graf 9



Graf 10



Graf 11



10. DISKUSE

Na chodu hladiny podzemní vody jsou vidět typické letní poklesy, které zaznamenávají různí autoři (Vlček, L. a kol. 2012; Evans, M.G. a kol. 1995). U nejdéle trvajících poklesů je vidět prudký nástup a následné zpomalení – tento průběh je uváděn jako charakteristický v práci Weiss, R. a kol. 2006.

Průběh poklesů a nárůstů hladiny ve třech měřených prostředích sice koreluje, ale jeho chod je přece jen dost odlišný. Nejextrémnější vývoj hladiny podzemní vody je v trávníku. Současně je zde nejprudší nárůst odtoku vody při dosažení určité hladiny podzemní vody (zde -5 cm). Extrimitu výkyvů hladiny podzemní vody ve smrčíně a zejména v kleči pravděpodobně alespoň zčásti snižuje jiný průběh odtoku podzemní vody: odtok začíná již na nižších hladinách a relativně pozvolna narůstá s vyšší hladinou. To pak vede k utlumení extrémnosti odtoku. Je ovšem otázka, co stojí za tímto jevem – tj. proč má závislost odtoku na hladině podzemní vody ve smrčíně a kleči odlišný charakter než ve trávníku. Jednou z možností je jiná struktura půdního profilu, např. narušení jeho souvislosti kořeny dřevin. Další možností je pozvolnější průběh změny hydraulické vodivosti mezi catotelmem a acrotelmem. Bez dalšího terénního výzkumu však to jsou nanejvýš pracovní hypotézy.

Pohyby hladiny podzemní vody byly výrazně lépe vysvětlované ve své vzestupné fázi (srážkami) než v sestupné fázi (evapotranspirace, resp. jednotlivé klimatické proměnné, které do ní vstupují). Je pravděpodobné, že do poklesu hladiny vstupuje výrazně víc faktorů než do jejího nárůstu, což činí tvorbu modelu komplikovanější. Různá měřená místa jsou modelem odhadovaná s různou přesností – jsou zde patrně vlivy, které jsou specifické pro jednotlivá měřená místa. To, že evapotranspirace prakticky nevysvětluje pokles hladiny podzemní vody ve smrčíně je pravděpodobně dáno tím, že poblíž smrčiny protéká potok, který ovlivňuje hladiny podzemní vody. Už z předchozího odstavce (vliv hladiny podzemní vody na odtok) je patrné, že měřená místa se v hydrologické dynamice liší, což se projevuje i v modelování vlivu klimatu na pohyb hladiny podzemní vody. Vliv může mít případně i odlišná technologie měření na jednotlivých místech.

Celková vysvětlená variance byla ve většině případů poměrně nízká – pro tvorbu přesnějších modelů by byla zapotřebí rozsáhlejší data, ve stávajícím souboru se modely často pohybovaly na hranici statistické významnosti. Vliv má nepochybně i to, že klimatická data nebylo možné odečítat přímo na místě měření hladiny podzemní vody. Vzdálenost meteorologických stanic sice nebyla velká, ale srážky i radiace mohou mít (pravděpodobně mívají) dost lokální průběh, což přesnost modelů samozřejmě snižuje.

Zajímavým výsledkem je, že při odhadu vlivu klimatu na pokles hladiny bylo v tomto případě možné nahradit evapotranspiraci (jejíž výpočet je dost komplikovaný) modelem se solární radiací, teplotou a silou větru – vypovídací schopnost byla prakticky stejná. Tento postup by samozřejmě bylo nutné ověřit na rozsáhlejších datech a opakovaně, aby byla potvrzena či vyvrácena jeho obecnější platnost. Je nutno zmínit, že v tomto modelu měla radiace vyšší vliv na pokles hladiny než teplota vzduchu, což zní poněkud zvláštně. Patrně je to tím, že radiace ovlivňuje teplotu vzduchu, nejsou tedy nezávislé.

Evapotranspirace byla počítaná z dostupných dat pro referenční hypotetický povrch. Pro několik proměnných nebyla přímá měření k dispozici, takže je bylo nutné dopočítat. Tím pádem se vypočítané hodnoty mohou lišit od skutečné evapotranspirace. To může být jeden z důvodů, proč přesnost modelů nebyla vyšší.

11. ZÁVĚR

Předkládaná práce se zabývá pohybem hladiny podzemní vody na horských vrchovištích. Většinu práce tvoří literární rešerše srovnávající výsledky a názory různých autorů. Rešerše začíná názory na definici rašeliny a rašeliniště. Dále jsou srovnány výsledky prací, které řeší hydrologický režim rašelinišť a faktory, které na něj mají vliv.

V další části práce popisuje zájmové území, z něž jsou k dispozici primární data: horské vrchoviště na šumavských Pláních. Je uvedena komplexní fyzickogeografická charakteristika a lokalizace výzkumných ploch.

Analytická část práce se zabývá pohybem hladiny podzemní vody na horském vrchovišti v souvislosti s klimatickými charakteristikami a v souvislosti s odtokem vody. Byly zjištěny dílčí shody s výsledky různých autorů v dynamice hladiny spodní vody. Kolísání hladiny se liší v různých měřených místech a je možné je aspoň částečně vysvětlit klimatickými charakteristikami. Nejdůležitější pro vysvětlení pohybu hladiny podzemní vody se ukázaly srážky (nárůst) a evapotranspirace počítaná podle metodiky FAO (pokles hladiny). Na pohyby hladiny podzemní vody však mají patrně vliv i další faktory, což získaná data indikují. Pro další práci by tedy bylo ideální jednak získat další data o poměrech přímo na měřených stanovištích, jednak sebrat a analyzovat delší časové řady.

12. LITERATURA

BÍNA, J. DEMEK, J. (2012): Z nížin do hor – geomorfologické jednotky České republiky. Academia, Praha. 26-54 s.

BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě aneb byly Rokytecké slatě první?. In ČERNÝ, D. DVORÁK, L. Weitfällerské slatě: Sborník výzkumu na Šumavě. 2. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava. 103 s.

DOHNAL, Z. et al. (1965): Československá rašeliniště a slatiniště. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha. 11-75, 170 s.

DANIELS, S.M. et al. (2008): Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK. Journal of Hydrology. 361. 214– 226 s.

EVANS, M.G. et al. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. Journal of Hydrology. 221. 141–160 s.

FERDA, J. PASÁK, V. (1969): Hydrologická a klimatická funkce československých rašelinišť. Výzkumný ústav meliorací, Zbraslav nad Vltavou. 6-186 s.

GRÖMPING, U. (2006): Relative Importance for Linear Regression in R: The Package relaimpo. Journal of Statistical Software 17(1). 1-27 s.

HOLDEN, J. et al. (2011). Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*. 402. 103–114 s.

HRAŠKO, J. et al. (1987): Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSSR. Bratislava, 76 s.

CHÁBERA, S. et al. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 72, 81 s.

CHYTRÝ, M. Kučera, T. Kočí, M. (eds.) (2001): Katalog biotopů České republiky. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha. 82-116 s.

KELLNER, E. HALLDIN, S. (2002): Water budget and surface-layer water storage in a Sphagnum bog in central Sweden. *Hydrological Processes*. 16. 87–103 s.

KOFRONOVÁ, J. (2014): Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Bakalářská práce. PřF UK, Praha, 47 s.

SMART, R. P. et al. (2013): The dynamics of natural pipe hydrological behaviour in blanket peat. *Hydrological Processes*. 27. 1523–1534 s.

SPIRHZANZL, J. (1956): Rašelina a její využití v zemědělství. Státní zemědělské nakladatelství, Praha. 7-30 s.

SPIRHZANZL, J. (1951): Rašelina – její vznik, těžba a využití. Přírodovědecké nakladatelství, Praha. 11-72 s.

SPIRHZANZL, J. (1924): O rašelinách. Časové sbírky Ministerstva zemědělství. 1924, 38, 12-41 s.

VLČEK, L. (2008): Retence vody organozemí. Bakalářská práce. PřF UK, Praha, 41 s.

VLČEK, L. et al.. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. Geografie. 117/ 4. 395–414 s.

WEISS, R. et al. (2006): Simulation of water table level and peat temperatures in boreal peatlands. Ecological Modelling 192. 441–456 s.

Internetové zdroje:

ALLEN R. et al. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56 Soils [on-line], dostupné z: <http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e06.htm>, citováno dne 18. 7. 2014.

DRIESSEN, P. Lecture notes on the major soils of the world, Organic Soils [on-line], dostupné z: http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/y1899e04.htm#P0_0, citováno dne 8. 7. 2014.

Nature and Management of Tropical Peat Soils [on-line], dostupné z: <http://www.fao.org/docrep/x5872e/x5872e00.htm>, citováno dne 1. 8. 2014.

R CORE TEAM (2014): R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [on-line], dostupné z: <http://www.R-project.org/>, citováno dne 10. 8. 2014.

World reference base for soil resources 2006, A framework for international classification, correlation and communication [on-line], dostupné z: <http://www.fao.org/3/a-a0510e.pdf>, citováno dne 8. 8. 2014.